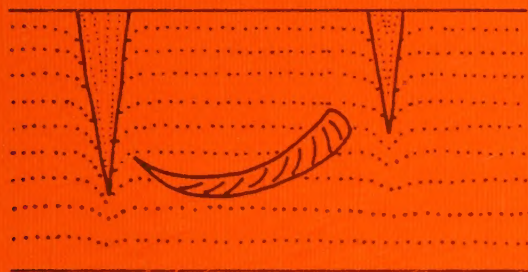




UNIVERSITY OF LUND
DEPARTMENT OF
QUATERNARY GEOLOGY

Thesis 6



Hilddén, A.: Deglaciationen i trakten
av Berghemsmoränen öster om
Göteborg

Lund, 1979

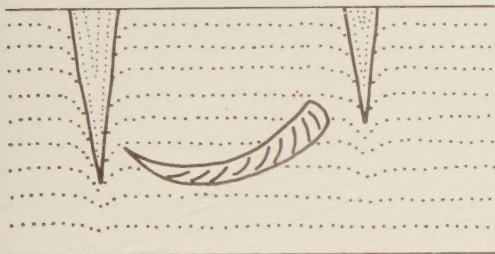
DEGLACIATIONSFÖRLOPPET I TRAKTEN AV BERGHEMSMORÄNEN
ÖSTER OM GÖTEBORG

av

Arne Hilldén
Fil.kand. Vg

Avhandling

Att med tillstånd av matematisk-naturvetenskapliga
fakulteten vid Lunds universitet för avläggande av
filosofie doktorsexamen offentligen försvaras i
Geografiska institutionens föreläsningssal, Sölve-
gatan 13, Lund, fredagen den 8 juni 1979 kl. 9.15

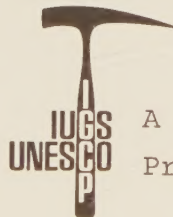
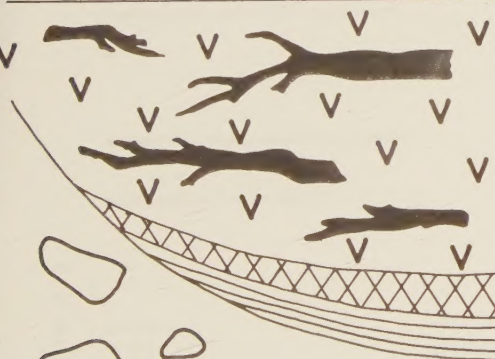


THESIS 6



HILLDÉN, A.:

DEGLACIATIONEN I TRAKTEN AV BERGHEMSMORÄNEN
ÖSTER OM GÖTEBORG



A contribution to IGCP
Project 24

LUND 1979

Distribution:

Dept of Quaternary Geology
Tornavägen 13
S-223 63 LUND
Sweden



Dokumentutgivare
University of Lund, Dept of
Handläggare Quaternary Geology

Författare
Arne Hilldén

Dokumentnamn
Thesis LUNBDS/(NBGK-1006)/1-130/(1979)
Utgivningsdatum
1979-05-11
Dokumentbeteckning
Ärendebeteckning

Kvartärgeologiska avd
Tornavägen 13
223 63 LUND

Dokumenttitel och undertitel

Deglaciationen i trakten av Berghemsmoränen öster om Göteborg

Referat (sammandrag)

The investigation was carried out in an area c. 25 km east of Gothenburg, W. Sweden, and deals with the deglaciation pattern in the vicinity of the Berghem Moraine. At the end of the glaciation the ice streams converged towards the east-west orientated valleys. West of the Berghem Moraine the deglaciation was characterized by calving in the valleys and the downwasting of ice on higher ground between the valleys. Lithostratigraphical studies in one of these valleys, the Mölnålsån valley, shows that the ice-front advanced more than 3 km down the valley, during the stagnation period of the Berghem Moraine. The same development has been found in adjacent valleys. Morphological mapping of the stagnation zone of the Berghem Moraine shows that the position of the ice-front crossed the landscape independent of the topography. This suggests that the gradient of the ice-front was steeper than has been considered by earlier investigators. Biostratigraphical investigations (pollenanalyses and ^{14}C -datings) were carried out to date the deglaciation.

Referat skrivet av

Author

Förslag till ytterligare nyckelord

Klassifikationssystem och -klass(er)

Index termer (ange källa)

Omfång

133 pp

Ovriga bibliografiska uppgifter

700 copies

Språk

Swedish

Sekretessuppgifter

ISSN

ISBN

Dokumentet kan erhållas från

Laboratory of Quaternary Biology
Tornavägen 13
223 63 Lund

Mottagarens uppgifter

Pris

20:-

Blankett LU 11:25 1976-07



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553413_0034

FÖRORD

Föreliggande undersökning har utförts vid Kvartärgeologiska avdelningen vid Lunds universitet.

Till professor Björn Berglund vill jag framföra ett varmt tack för all hjälp jag fått och för det stöd han givit mig under hela studietiden.

Till följande personer framför jag ett stort tack:

Mervi Hjelmroos, som har utfört samtliga pollenanalyser.

Svante Björck, Gunnar Digerfeldt, Lars-Olof Jönsson, Ronnie Liljegren, Jan Mikaelsson och Thomas Person, som hjälpt mig med borrhningar.

Ulf Thoregren som utfört de hammarseismiska undersökningarna och tolkat resultaten.

Hreggvidur Norddahl, som hjälpt mig med laboratoriearbete.

Christine Ebner, Åsa Lind och Christina Liljegren, som har hjälpt mig med renritning av illustrationer.

Lisbeth Hillén, som har renskrivit manuskriptet.

Stellan Ahlin, Esko Daniel och Tore Påsse som granskat manuskriptet och läst korrektur.

Per Sandgren, som har hjälpt mig med det redaktionella arbetet.

Alla på SGU, Göteborgsfilialen, vilkas hjälp, uppmuntran och stöd, särskilt under den senaste månaden, varit av avgörande betydelse.

Mina föräldrar, John och Britta Hilldén, som under fältarbets-säsongerna bestått mig med mat och husrum samt även direkt hjälpt mig med fältarbetet.

Finansiellt stöd har erhållits av Lunds universitet (2 års doktorandstipendium).

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

FÖRORD

1.	Inledning	1
2.	Morfologi, berggrund och tektonik	6
3.	Metodik	9
3.1.	Kartmateriel	9
3.2.	Litostratigrafiska undersökningar	9
3.3.	Litostratigrafisk indelning och terminologi	9
3.4.	Biostratigrafiska undersökningar	10
3.5.	Biostratigrafisk indelning och terminologi	11
4.	Högsta kustlinjen	12
5.	Isrörelser	18
6.	Jordarternas fördelning och ytformer	24
7.	De glacigena avlagringarnas morfologi och stratigrafi	28
7.1.	Mölndalsåns dalgång	28
7.1.1.	Morfologi	28
7.1.2.	Lokalbeskrivningar	30
7.1.3.	Litostratigrafi i Mölndalsåns dalgång	75
7.2.	Lensjöområdet	78
7.2.1.	Morfologi	78
7.2.2.	Stratigrafi	80
7.3.	Skallsjöområdet	84
7.4.	Berghemsmoränens sträckning	87
8.	Biostratigrafiska undersökningar	98
8.1.	Problemställning	98
8.2.	Stratigrafi	99
8.3.	Zoneringen av pollendiagrammen	106
8.4.	¹⁴ C-dateringar	110
8.5.	Kronozoner	112
8.6.	Vegetationsutvecklingen	114
9.	Dateringen av Berghemsmoränen	115

10.	Deglaciationsförloppet	120
10.1.	Mölndalsåns dalgång	120
10.2.	Storåns dalgång	121
10.3.	Säveåns dalgång	122
10.4.	Lärjeåns dalgång	122
10.5.	Lensjöområdet	122
10.6.	Sammanfattning	123
REFERENSER		126

BILAGOR

Kornstorleksanalyser	Bilaga 1:1-9
Teckenförklaring för profiler	Bilaga 2:1

1. Inledning

Det var först genom von Posts Viskadalsundersökning på 30-talet som man blev på det klara med att det i Viskadalen existerade randmoränstråk som var yngre än Göteborgsmoränen. En av von Posts elever, Ewald Hallin, fick till uppgift att utföra en detaljerad specialundersökning av fornfjordens glaciala randdeltan (von Post 1938). Emellertid publicerade Hallin aldrig sina iakttagelser, och det enda som återfinns i tryck av hans arbete är en karta i Caldenius 1942 s. 167 resp. von Post 1955 s. 613 över isälvsavlagringarna invid Veddige, de s.k. Hallins klumpar.

Caldenius (1942) är den förste att i skrift omnämna Berghems randmoränstråk. I Viskadalen består detta randmoränstråk av tre väldiga moränvallar som korsar den södra grenen av dalen vid Berghem. Söderut kunde Caldenius följa stråket över Östra Öresjön, via Torestorpsåns dalgång ner till området omkring Rå- och Kroksjöarna. Mot norr kunde han följa randmoränstråket fram till Hajom.

Gillberg (1956a) kallar randstråket för Berghemsmoränen och utsträcker den till att omfatta "ett flertal randdeltan i Lygnern-Landvetter- och Sävedalarna". Däremot undantar han Surtdalens randformer och hävdar att dessa bildats senare. Surtdalen skulle vid denna tid ha varit fylld med is (Gillberg 1948, 1956b, karta 7). Gillbergs Berghemsmorän är dock inget randstråk i egentlig mening, utan snarare en markering av dödisresters lägen i dalgångarna. Det är först i Säveåns dalgång, som isen enligt honom hade kontakt med isens huvudmassa (Gillberg 1956b karta 7).

Mörner (1969) följer Berghemsmoränen längs hela västkusten genom morfologisk kartering och jämförelser av HK-värden. Han särskiljer också ett något äldre israndläge, Moslättlinjen, ungefär mellan Götaälvdalen och Viskadalen. Detta israndläge ligger enligt honom några kilometer väster om Berghemsmoränen. Han framhåller dock att dess utsträckning är osäker - särskilt söder om Hindås - beroende på ofullständiga HK-bestämningar. Från Torestorpsdalen och söderut drar Mörner Berghemsmoränen - "med någon tvekan" - över Lia och Ätran ner till Torup. Därifrån fortsätter randstråket enligt Mörner som ett randkomplex kallat Torupsmoränen, kartlagt av Johnsson (1956).

Hillefors (1969) skriver på sidan 270: "Den s.k. Berghems-moränen har kartlagts av Caldenius (1942) och Gillberg (1956, s. 196 f, pl. 1.). I nordväst har Björsjö (1949) beskrivit israndbildningar, som förknippats med denna Berghemsmorän. I det föregående har randdeltan vid Kollanda, Gråbo och Skallsjö presenterats som samhöriga med Björsjös sektion av ifrågavarande israndlinje. Genom studier i terrängen mellan Skallsjö och Nösjöarnas bäcken och vidare mot sydost har det framkommit, att isranden sträckt sig från Skallsjö via Dalahultsdalens supramarina åsar (söder om Ömmern) ner mot en lång, rak moränvall vid Östra Nösjöns västra strand. Därefter fortsätter den ner mot Björketorp och vidare mot det stora Kinna-deltat. Men inom denna terräng har jag inte bedrivit något fältarbete. Skall nu emellertid israndlinjen ha namn efter en sydlig komponent, bör den benämnas Kinna-moränen. Om sedan just Kinna-deltat verkligen ingår i den är en annan fråga."

I Bohuslän har Björsjö (1949) kartlagt ett flertal israndlinjer. Enligt Hillefors (1969) och Mörner (1969) motsvaras Berghemsmoränen av Björsjös E-linje. Björsjö själv ansåg dock att denna linje tillhörde Göteborgsmoränen.

Bengt Johansson (1976) ansluter sig till Mörners tolkning vad gäller Moslätt-Berghemslinjens dragning genom Bohuslän med det viktiga undantaget, att han i stället för att dra linjen över ön Hvaler, drar den över Koster. Johansson kallar linjen för Koster - Uddevallalinjen.

På senare år har diskussionerna om olika deglaciationsmodeller fått en allt mer framträdande roll vad gäller deglaciationen av södra Sverige (cf. Berglund 1976, 1979). Starkt sammanfogad med detta problem är frågan om isytans lutning inom randområdet. Isytans lutning, särskilt inom randområdet, är av betydelse för recessionsförloppet och iskantens utseende.

Det är känt, att randmoränstråken på svenska västkusten - Göteborgsmoränen och Berghemsmoränen - blir allt svårare att följa när de viker av in över södra Småland (se t.ex. G. Lundqvist 1961, G. Johnsson 1956, Mörner 1969, Hillefors 1969).

Höga ¹⁴C-åldrar på de äldsta organiska sedimenten från Tomtabacken (Bjelm 1976) ger indikationer på att de högsta delarna av sydsvenska höglandet smält fram som nunatakker då stora delar av södra Småland ännu var täckt av is. Detta förutsätter en mycket låg isgradient och "area wasting" i likhet med

de resultat från deglaciationen av senaste landisen i Danmark, som Marcusen (1977) presenterar från Danmark. Rydström (1964) anser att Värebybygden i södra Småland uppdelades i dödisområden av varierande storlek under isavsmältningen. På svenska västkusten är de topografiska förutsättningarna helt annorlunda än i Småland. Det Västsvenska sprickdalslandskapet uppdelas av Hillefors (1969 s. 10) i tre element: Det sydsvenska höglandet, dess fallzon i väster jämte den Halländska kustslätten därutanför.

Frågan om isavsmältningens mekanik på svenska västkusten kompliceras sålunda av följande omständigheter.

- 1) Isavsmältningen försiggick inom detta område såväl över som under högsta kustlinjen.
- 2) Djupa sprickdalar skär in i landskapet ungefär i samma riktning som den sista huvudisrörelsen.
- 3) Klimatet växlade under det skede isavsmältningen ägde rum mellan kallare och varmare perioder - med de konsekvenser detta kom att ha på växlingar i isytans lutning inom det marginella området.

Hillefors (1979) har gjort en sammanfattning över de deglaciationsmodeller som kan vara aktuella för Västsverige:

På den öppna kustslätten ändade isen i havet och en sammanhängande isbräcka bildades. Denna formade kalvningsbukter över djupare vatten och promontorier över bergryggar och kullar. Även i spricklandskapet bildades kalvningsbukter.

På bergplatåerna över högsta kustlinjen stagnerade isens rörelse alltmer och avsmälte slutligen som dödis. I det sprickdalsrika området över högsta kustlinjen i mellersta Hallands fallzon framsmälte de högst belägna delarna av terrängen som nunatakter. Även inom detta område stagnerade isrörelsen tidigt. I de stora dalgångarna var isen dock aktiv under en lång period. Katastroftappningar av isdämda sjöar tycks ha varit vanliga.

Inom de västra delarna av sydsvenska höglandet karaktäriseras isavsmältningen av gradvis uttunning av istäcket.

En fråga av stor betydelse för isavsmältningen på svenska västkusten har varit isytans lutning och därmed sammanhängande problem. Det är främst i samband med Göteborgsmoränen som frågan har diskuterats, men den torde vara lika intressant vad gäller Berghemsmoränen. Caldenius (1942 s. 172) anser sig ha

funnit skillnader i läge och form för Berghemsmoränen och Göteborgsmoränen så till vida att moränvallarna för det yttre stråket framför allt är bundna till dalarna, medan de inom det inre framgår obundna av terrängen. Detta gäller dock för den vid den tiden närmare kända sträckningen av Göteborgs- och Berghemsmoränerna.

Av de nyare undersökningar som föreligger över Göteborgsmoränens sträckning genom norra Halland (Wedel 1971, Fredén 1978) framgår det att moränen går fram så gott som oberoende av terrängen. Det har dock framkommit vid karteringen av det geologiska bladet Kungsbacka NO att islober förekommit i Lygnerns dalgång i det skede då isen hade lämnat Fjärås bräcka (Fredén pers. komm.).

Det har förut påpekats att Berghemsmoränen enligt Caldenius går fram oberoende av terrängen. Mörner (1969) har en uppfattning som framgår i Pl. 3, och ger intryck av ett "både och". Att detta israndstråk är oscillatoriskt har han visat på flera ställen. Dock är hans lober för både Moslätts- och Berghemslinjen hypotetiska och inte baserade på redovisade iakttagelser. Se t.ex. området mellan Gråbo och Skepplanda (Mörner 1969, Pl. 3).

Under kartläggningen av jordartskartan Göteborg SO framkom det, att det vore önskvärt med en noggrannare undersökning av de sydöstra och östra delarna av kartområdet. Mölndalsåns dalgångs inre del uppvisade en geologi som krävde mer ingående studier än vad som låg inom ramen för det egentliga karteringsarbetet. Bl.a. ville jag undersöka om det relativt kallare klimatet under tiden för Berghemsmoränens bildande samt närheten till randstråket återspeglades i dalsedimenten.

De erfarenheter som vanns här gjorde det också önskvärt att följa upp Berghemsmoränen över höjdplataerna norr och söder om Mölndalsåns dalgång samt att se om en liknande utveckling som i Mölndalsåns dalgång kunde spåras i Säveåns- resp. Storåns dalgång.

Undersökningen kom att inlemmas i ett projekt startat vid Kvartärgeologiska avdelningen vid Lunds universitet. Projektet kallas "Deglaciationen av södra Sverige" (Berglund 1976) och indelas i två underavdelningar: 1) Litostratigrafiska

nyckelområden, 2) Biostratigrafiska transverser. För att få upplysningar om deglaciationskronologin i Västsverige och för att testa Gillbergs deglaciationsmodell (Gillberg 1945, 1948, 1956) beslöts att komplettera de glacialgeologiska studierna med biostratigrafiska undersökningar av senglaciala sjösediment.

Undersökningsområdet utgörs således av Mölndalsåns dalgång, speciellt dess inre del mellan Landvetter och Hindås, samt höjdområdena norr och söder om dalgången. Vissa arbeten har också utförts i Storåns och Säveåns dalgångar, samt i tre sjöar mellan Härryda och Ulricehamn.

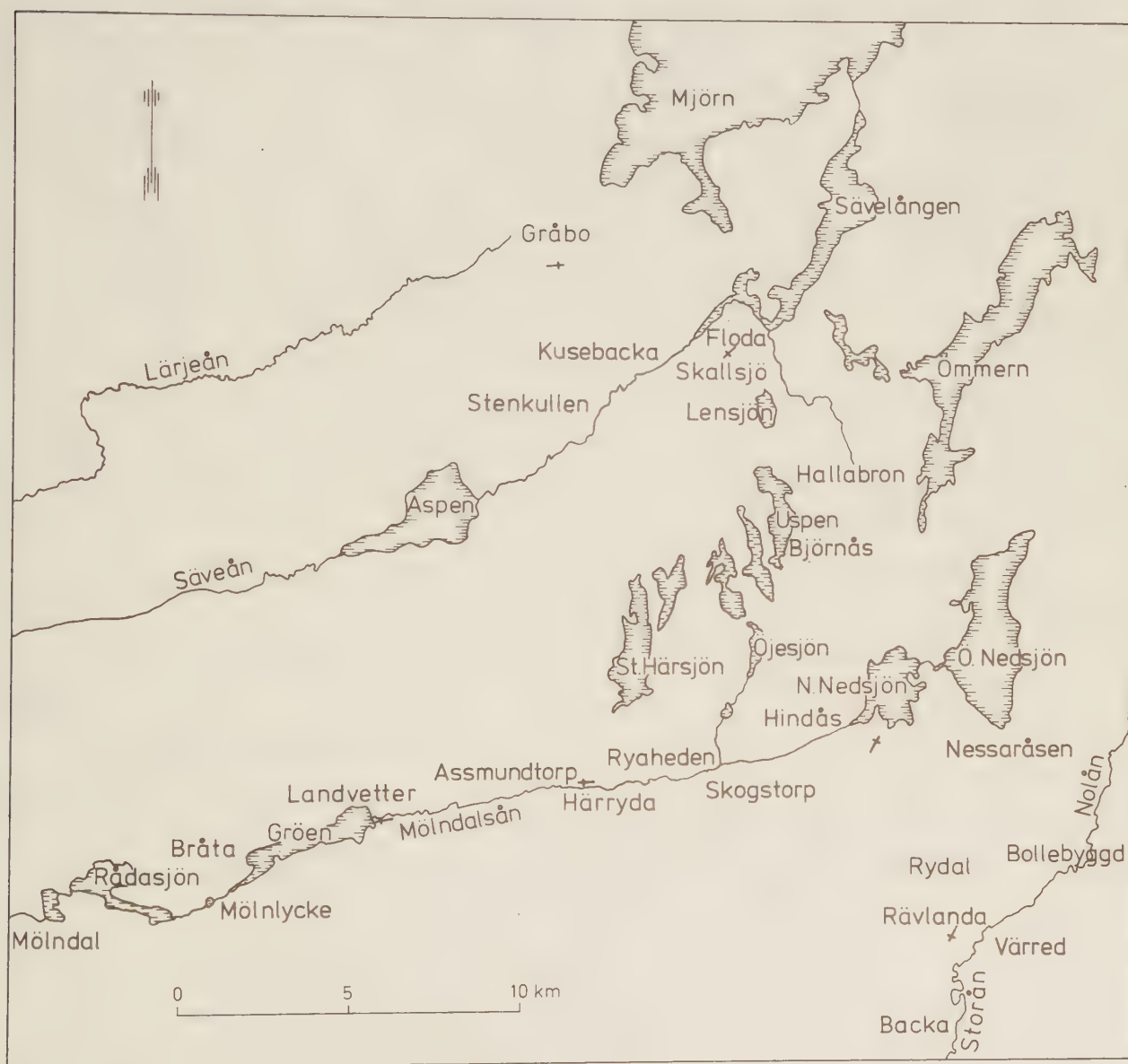


Fig. 1. Orienteringskarta över undersökningsområdet

2. Morfologi, berggrund och tektonik

Området öster om Göteborg karaktäriseras morfologiskt av de stora ONO-VSV-liga dalgångarna samt de mer eller mindre sprickrika bergplataerna däremellan. Dessa dalgångar, Lärjeåns, Säveåns, Mölndalsåns och Lindomeåns dalgång, utgör de topografiskt starkast framträdande sprickzonerna i området. De stora dalsprickorna står vertikalt och synes ha utbildats som krosszoner med viss epidot och kloritläkning (Samuelsson 1978 a).

De vanligaste lineamenten är orienterade i NNV-SSO och sammanfaller med förskiffringens och bergarternas orientering. Oftast stupar dessa strukturer flackt till medelbrant åt väster. Detta har gett upphov till att berggrunden mellan Mölndalsåns och Säveåns dalgångar är uppspaltad i en serie NNV-SSO-liga berggribbor. Sänkorna mellan dem upptas av torvmarker och sjöar. Karaktäristiskt är också att den östra sluttningen, som en följd av gnejsens stupning, är brantare än den västra.

I områdets östra del ligger Nedsjöarnas bäcken. Förutom de ovannämnda strukturriktningarna tillkommer här ett N-S-ligt system. Nedsjöarnas bäcken är enligt Ekström (1955 s. 62) inlandsisens verk. Anledningen till att glacialerosionen här gripit så djupt torde vara, att flera sprickzoner här korsar varandra samt det faktum att sprickzonerna i detta område ligger ovanligt tätt (Ahlin, i manus).

Det aktuella undersökningsområdet ligger inom den sydväst-svenska gnejsregionen. Samuelsson (1978a) delar upp de i området ingående bergarterna i följande led, från äldsta till yngsta (se fig. 2).

De äldsta bergarterna är fin- till medelkorniga bandade gnejser. Dessa är ytbergarter av både sedimentärt och vulkaniskt ursprung. I fältmässigt samband med dessa bergarter uppträder band av grov ögongnejs med ofta mer än 3 cm stora kalifältspatögon.

De äldsta bergarterna är gensatta av basiska till ultrabasiska intrusiv i form av amfiboliter och metabasiter. Dessa uppträder framför allt i Lerumstrakten.

Huvuddelen av områdets berggrund upptas av förskiffrade tonaliter - graniter.

Under senare omvandlingsperioder smälte mindre berggrundspartier fullständigt upp till granitiska magmor, vilka på nytt

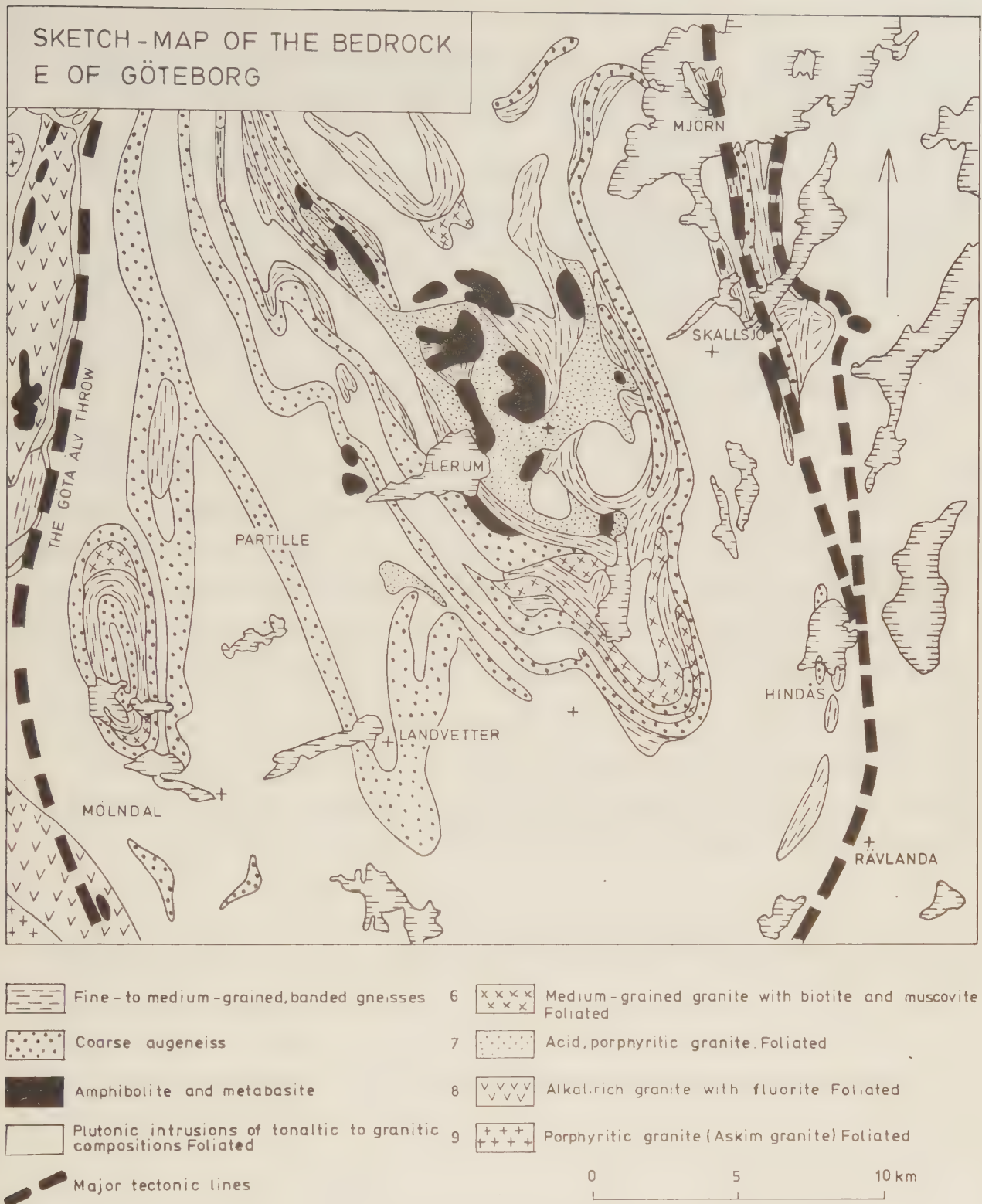


Fig. 2. Översiktlig berggrundskarta för området öster om Göteborg, efter Samuelsson (1978a).

1. Fin till medelkornig bandad gnejs
2. Grov ögongnejs
3. Amfibolit och metabasit
4. Granit, granodiorit och tonalit, ofta förgnejsad
5. Större tektonisk zon
6. Medelkornig granit med biotit och muskovit, ofta förgnejsad
7. Sur porfyritisk granit
8. Alkalirik granit med fluorit, ofta förgnejsad
9. Porfyrisk granit (Askimgranit), ofta förgnejsad

kristalliserade i huvudsak i de lägen där de bildats. Därvid bildades homogena medelkorniga graniter, vilka senare undergick en måttlig förskiffring.

Under en sannolikt yngre period inträngde en enhetlig granitisk magma och bildade ögonförande granit i Lerumstrakten.

Stråkvis drabbades berggrunden av en kraftig deformation som i vissa stråk ledde till bildning av mylonit. Den viktigaste mylonitzonen går i NNV-SSO-lig riktning längs undersökningsområdets östra gräns. En annan av dessa zoner utgörs av Götaälvdalens förskiffrings- och förkastningsstråk.

Bergarterna väster om Göta älv består av alkaligranit med flusspat. Dessa har tidigare ansetts vara av sedimentärt ursprung men anses av Samuelsson (1978a) vara intrusiva. Dessutom förekommer i kartans västra del, väst om Göta älv, små partier av de äldsta bandade gnejserna samt den gnejsiga Askimsgraniten.

Fynd av sandsten, alunskiffer och kalksten som sprickfyllnader, samt en förmodligen kambrisk bottenarkos på Sunnerö i Mjörn (Samuelsson 1967, 1975, Martinsson 1968), indikerar att den nuvarande bergytan i stora drag ej nämnvärt avviker från den underkambriska denudationsytan. Paleozoiska och möjligen också mesozoiska sedimentbergarter har förmodligen täckt urbergsytan ända fram till kvartärtiden (Samuelsson 1978b, s. 3).

3. Metodik

3.1. Kartmateriel

Fältarbetet har bedrivits under åren 1970-1977. Den största delen av insamlade fältdata har erhållits vid kartläggning av området för jordartskartan Göteborg SO (SGU, Ser. Ae, Nr 26). Dessutom har kompletterande undersökningar gjorts i områden på de topografiska bladen Borås SO, Kungsbacka NV och Kinna NV.

Underlaget till den stora jordartskartan (Pl 1) utgörs i de västra delarna av grundkartor från Härryda kommun (skala 1:4000). Den östra delen har egenhändigt framställts i stereoaviograf modell Wild, B8S. Flygfotona som ligger till grund för denna karta är tagna 1967. Vissa förändringar har sedan dess skett i vägarnas sträckning och täkternas utbredning. Detta torde dock endast i ringa grad försvåra orienteringen.

3.2. Litostratigrafiska undersökningar

Insamlade jordprover har undersökts enligt gängse metoder (tvättsiktning, torrsiktning och hydrometeranalys). För de litostratigrafiska undersökningarna har följande metoder använts: 1) Uppmätning av skärningar i grustäkter 2) Provgropsgrävningar 3) Viktsondering och skruvprovtagning med motorsond modell Borro 4) Motorslagsondering med Cobra 5) Spadbörning 6) Hammarseismik.

Profilerna A-A', B-B' och C-C' avvägdes med avvägningsinstrument av märket Kern.

3.3. Litostratigrafisk indelning och terminologi

Hedberg (1976) definierar en litostratigrafisk enhet på följande sätt: ".... a body of rock strata that is unified by consisting dominantly of a certain lithologic type or combination of lithologic types, or by possessing other impressiv and unifying lithologic features. Lithostratigraphic units are

recognized and defined by observed physical features and not by inferred geologic history or mode of genesis".

Sedimenten i borrhål och grustag i Mölndalsåns dalgång har sålunda indelats i lager som beskrivs och begränsas av deras fysikaliska egenskaper. Dessa lager har sedan hänförs till informella litostratigrafiska enheter, upprättade på grundval av de olika lagrens egenskaper.

Lagerföljden vid lokalerna beskrivs med ett undantag uppi-från och ner.

3.4. Biostratigrafiska undersökningar

För de biostratigrafiska undersökningarna användes 10 cm:s Livingstoneprovtägare. Borrhningarna utfördes, från sjöis om vintern, från flotte samt från strandkanten.

Sedimentbeskrivningen utfördes huvudsakligen i laboratoriet efter det system som publicerats av Troels-Smith (1955). Symbolerna i stratigrafikolumnerna följer också detta system. I allmänhet har proverna för pollenanalys preparerats enligt konventionell metodik (jfr Berglund 1966). Flertalet prover har anrikats med ZnCl_2 -metoden beskriven av Björk et al. (1978).

Pollendiagrammen har konstruerats i enlighet med det förslag som beskrivits av Berglund (1966). De omfattar sålunda AP och NAP, sporer av Lycopodium och Polypodium samt Pediastrum. Pollensumman omfattar för Ljungsjön samt Fjällsjön I och II ca 1000 räknade pollenkorn. I Björksjödamm har omkring 1500 pollenkorn räknats på varje nivå.

Glödningsförlusten har bestämts genom upphettning av sedimenten till $+550^{\circ}\text{C}$.

Karbonathalten har uppskattats genom att mäta viktnedgången av sedimenten vid fortsatt upphettning till $+925^{\circ}\text{C}$. Viktförlusten mellan 550 och 925 torde till största delen vara orsakad av CO_2 -avgång (se Digerfeldt 1975). Dessutom bestämdes karbonathalten för de prover som skulle ^{14}C -dateras med Passons apparat.

3.5. Biostratigrafisk indelning och terminologi.

Pollendiagrammen har indelats i "pollen assemblage" zoner, vilket innebär en biostratigrafisk indelning grundad på likhet i pollensammansättning (cf. Birks and Berglund 1979). Som kronostratigrafisk enhet används Kronozon (se Hedberg ed. 1971) med den indelning för Norden som föreslagits av Mangerud et al. (1974). Gränserna för kronozonerna definieras av dessa i konventionella ^{14}C -år.

4. Högsta kustlinjen

Från Mölndalsåns dalgång finns ett stort antal HK-bestämningar publicerade, (se tab. 1 och fig. 3). Sålunda redovisar Munthe et al. (1923) 5 lokaler, Gillberg (1952) hela 15 lokaler, och Hillefors (1969) 5 HK-lokaler från detta område. Dessutom har Sandegren (1931, 1953), Mörner (1969), Wedel (1969, 1971) och Påsse (1976) på svenska västkusten utfört HK-bestämningar som är av intresse för situationen i Mölndalsåns dalgång.

Det är alltså många forskare, som arbetat med dessa problem i Västsverige, men tyvärr är resultaten ibland divergerande. Dels har man ej arbetat med samma metoder och dessutom är de geologiska förutsättningarna för att bestämma HK på svenska västkusten begränsade (se Hillefors 1969 s. 256). Detta torde gälla särskilt för de norra delarna där smala, branta dalar skär in genom landet och där moräntäcket är tunt (se Magnusson 1978).

Wedel (1971) diskuterar några av de olika författarnas sätt att arbeta och konstaterar bl.a., att de stora skillnaderna i hans resultat kontra Hillefors (1969) och Mörners (1969) beror på olika metodik för att bestämma HK. Wedel förlägger HK vid övre svallningsgränsen (jfr Bergström 1963 och Hörnsten 1964), medan Hillefors och Mörner anser att denna metod ger för höga värden och använder företrädesvis sedimenttytor och hak för att få fram medelvattenytan.

Wedels kritik av Mörners bestämningar riktar i huvudsak in sig på att Mörner vid flera tillfällen - genom att göra långa extrapoleringar från kända HK-lokaler - förlägger HK avsevärt högre än högsta punkten på den bildning som beskrivits. Sålunda finner Wedel, att ingen av de bildningar mellan Viskan och Delsjön vid Göteborg där Mörner förlagt HK når upp till den nivå där Mörners högsta kustlinje "faller".

Gillberg (1952) kom till det resultatet att den allmänna landhöjningen flera gånger avstannat och förbytts i landsänkning (jfr von Post 1947b). Återgåendet till fortsatt landhöjning ses enligt Gillberg i HK:s förlopp som mer eller mindre markerade antiklinaler. Dessa antiklinaler sammanfaller i tid med stagnationer i deglaciationen. Sålunda sammanfaller Gillbergs G1 antiklinal med tiden för Berghemsmoränens bildande.

Påsse (pers.kom.) har genomfört förnyade undersökningar av gamla HK-lokaler - och i viss mån upptäckt nya lokaler längs Göteborgsmoränen. Han har därvid kunnat konstatera att HK verkligen ligger något lägre på östsidan av Göteborgsmoränen jämfört med värdena på den västra sidan. Detta styrker alltså möjligen Gillbergs (1952) resultat beträffande HK-antiklinalerna.

De hak som Munthe (1923) avvägde i Mölndalsåns dalgång torde inte representera högsta kustlinjen. De ligger nämligen mer än 10 m högre än t.ex. Gillbergs (1952) och Hillefors (1969) bestämningar i detta område.

Gillbergs och Hillefors HK-bestämningar stämmer väl överens i de fall då de hänför sig till deltaytor. Överensstämmelsen beror enligt Hillefors (1969 s. 259) på att referensmaterialet är det samma. Om Snåkeredsdeltat skriver Hillefors (1969 s. 258) sålunda: "Snåkeredsdeltat når som högst upp till ca 97 m ö.h., troligtvis MG. Kraftig spolningszon kring den stödjande bergshöjden pt 115. Även här har Gillbergs (1952 s. 87) observationer kunnat konfirmeras".

I samband med denna undersökning har Gillbergs G1 antiklinal (1952 s. 87) för den inre delen av Mölndalsåns dalgång inte kunnat bekräftas. De lokaler, på vilka han byggde denna antiklinal är Rya, 99 m ö.h., Bugärde, 99 m ö.h., Skogstorp, 100 m ö.h. samt Dala och Hallen, 99 m ö.h. Skogstorpslokalen är belägen i de mest proximala delarna av Ryaheden, på en terrass bestående av ca 8 m grovt stenigt grus underlagrat av sand. Lagerföljden visar en rent supramarin sandur och är således helt omöjlig som HK-lokal. Lokalerna Dala och Hallen utgörs av sedimentplan, som troligen är uppbyggda mot vattenytan i en issjö. Detta gör dem tveksamma som HK-lokaler. Gillberg har dessutom projicerat dessa lokaler vinkelrätt mot sitt strandlinjediagram för Mölndalsåns dalgång istället för att projicera dem längs isobaserna.

Hillefors HK-bestämning vid Ryaheden förefaller märklig. Hillefors (1969 s. 258) skriver: "Ryaheden och angränsande områden. SV om Björkesjön förekommer blockgördlar 98--100 m ö.h. Vid Öjesjöns sydända är hela den dämmande, rundslipade bergribban kalspolad till 104--105 m nivå. Ryahedens deltayta når upp till ca 98 m kring de stödjande bergklackarna i de proximala partierna med flera dödisgropar. Deltaytorna hos lateral-

terrasserna, täckta av mäktiga ytbäddar av grovt grus, når 105--107 m. MG når sannolikt upp till 98 m ö.h. men knappast högre. Det instängda, skyddade läget med de stora tillförselområdena har möjliggjort, att deltaytorna kunnat höja sig närmare 10 m över den förmodade MG-nivån". De omtalade blockgördlarna sydväst om Björkesjön har inte kunnat återfinnas. Bergribban söder om Öjesjön är kalspolad ned till under 100-meters-nivån. Detta har dock inget med HK att göra, då Öjesjöns dalgång med detta pass fungerat som dräneringsväg för smältvatten från dödisrester norr därom under tämligen lång tid efter deglaciationen.

Både Hillefors och Gillberg har förlagt HK på Ryaheden vid deltaplanets övergång till en mera orolig småtopografi inom deltats proximalparti (98 m ö.h.). Själv förlägger jag nivån för den vattenyta som reglerade uppbyggnaden av Ryaheden till 93 m ö.h. -- d.v.s. till gränsen mellan begravda och icke begravda strömrännor i deltat. På denna nivå finns även ett svagt hak utbildat i deltaytan (se fig. 17).

Egna iakttagelser pekar mot att HK i Mölndalsåns dalgångs inre del bör ligga på ca 100 m ö.h. (se tab. 1). Det förefaller mig logiskt att tänka sig att havsytan stod vid 100 m eller något högre vid Rya omedelbart efter isens reträtt från området.

Nedan beskrivs hur isen efter reträtten från den inre delen av Mölndalsåns dalgång åter rycker fram i dalgången. Strandlinjenivån 93 m ö.h. vid Ryaheden avser alltså havsytenivån då isen för sista gången hade lämnat området. Då jag uppskattar tidsintervallet mellan isens första reträtt till dess den åter ryckte fram till ca 100 år -- och att denna oscillation var av kort varaktighet -- innebär detta en negativ strandförskjutning på något över 7 m under de första hundra åren efter isens första reträtt. Det måste dock påpekas att dessa beräkningar är approximativa.



Fig. 3. Högsta kustlinjen i Mölndalsåns dalgång.
 Numrerade HK-lokaler enligt tabell 1.
 Grova prickar markerar större isälvs-
 avlagringar.

Tabell 1. HK-bestämningar.

Siffrorna hänvisar till lokalerna på fig. 3.

Mölndalsåns dalgång

1	V om Stensjön	Sandegren Mörner Påsse	1953 1969 1976	91 m ö.h. 91 lokalen under HK
2	Delsjön-Långevattnet	De Geer Munthe Sandegren Mörner Hillefors Påsse	 1923 1931 1969 1969 1976	92 97-98 97 93-93.5 92 min. 97 max. 100
3	S om Mölndal (Kikås)	Munthe Påsse	1923 1976	96 min. 94 max. 97
4	Hagen	Gillberg	1952	92
5	Bråta	Gillberg Hillefors	1952 1969	93 95
6	Salmered	Gillberg	1952	94
7	Landvetter	Gillberg	1952	94.5
8	Björred	Gillberg	1952	96
9	Snåkered	Gillberg Hillefors	1952 1969	96 97
10	Härryda	Gillberg	1952	97.5
11	Härryda - Å	Hillefors	1969	97
12	Bugärde	Gillberg	1952	99
13	Skogstorp	Gillberg	1952	100
14	Ryaheden	Gillberg Hillefors	1952 1969	99 98
15	Dala	Gillberg	1952	99
16	Hallen	Gillberg	1952	99

Egna HK-iakttagelser i Mölndalsåns dalgång.

- 17 Öster om sydost om Salmered går leran (glacial grovlera) upp till ca 100 m ö.h.

- 18 Sydväst om Dammtjärn, sedimentationsterrass ca 100 m ö.h.
- 19 800 m nordost om HÄrryda kyrka, sedimentationsgräns (mo)
ca 100 m ö.h.
- 20 Ryaheden, deltaplanet, gränsen mellan begravda och icke
begravda strömrännor: 93 m ö.h.

5. Isrörelser

Berggrunden i Västsverige är från glacialsulpturell synpunkt ofta mycket dålig. De sämsta bergarterna härvidlag är ådergnejser och grova ögongnejser, och dessa har stor utbredning (Johnsson 1956 s. 182). Inom undersökningsområdet har trots detta hittats förvånansvärt många räfflor. De flesta har dock hittats utmed sjöstränder där förutsättningarna för räfflor-nas bevarande tydligen varit bättre.

Översiktliga studier av isrörelser i Västsverige har bedrivits av bl.a. Björsjö (1949), Gillberg (1955), Johnsson (1956) och Hillefors (1969). Dessutom bidrar SGU:s kartläggning inom området till ökad kännedom om isrörelserna. Ingen av de fyra nämnda författarna har studerat det aktuella undersökningsområdet i detalj. Östgränsen för Johnssons (1956) undersökningsområde utgörs i stort av en linje genom Angered, Partille och Finnsjön. Gillbergs räffelkarta (1955 s. 484) visar ca 15 lokaler inom det aktuella området. Hillefors undersökningar och slutsatser berör också detta område.

Gillberg (1955) anser sig inte kunna dra alltför långt gående slutsatser av sitt undersökningsmaterial, utan nöjer sig med att konstatera att isrörelsens huvudriktning över sydsvenska höglandets västra randzon varit NNO-lig till NO-lig -- d.v.s att isen framträngde från Falbygden. Antydningar om detaljförloppet ges emellertid också. Sålunda synes riktningen i Ätradalen varit NNO-lig eller ibland N-S-lig. I centrala delen av området har den varit NO-lig, medan den i västra och stora delar av södra delen varit mera ONO-lig (ibland rent O-V-lig). "Isen tycks sålunda i hög grad tagit intryck av den ursprungliga reliefen och framträngt efter de ledlinjer som vid dess framträngande voro utskurna i terrängen" (Gillberg 1955 s. 484).

Johnsson (1956 s. 183) påpekar: "Vi får räkna med en allmän avlänkning mot sydsvenska höglandets nordliga barriär, och den bör ha yttrat sig som en vridning mot ONO eller O". Även Hillefors (1969 s. 97) är av samma mening: "Sydsvenska höglandets sluttning mot NV har tjänstgjort som en stor rundhällssida och styrt isen mot SV--VSV". Detta gäller enligt Hillefors den "inframarginala isrörelsen" som endast måttligt påverkades av de stora mer eller mindre O-V-liga sprickdalarna, "Isen har

övertvärat de flesta dalgångarna, sugits ner i dessa på läsidorna och styrts undan av stötsidorna, så att öppna S-formade trajektorier uppstått" (Hillefors 1969 s. 97). Hillefors särskiljer från denna "inframarginella isrörelse" "den yngre marginella isrörelsen". Denna isrörelse under isens sista avsmältningsskede påverkades mycket starkt av lokaltopografin så att isrörelsen kom att konvergera ner mot de stora sprickdalarna från omgivande bergplatåer. Vattendelarna uppe på bergplatåerna kom alltså enligt Hillefors att tjäntgöra som ett slags isdelare under den definitiva deglaciationen. I ett bälte utmed vattendelarna har han som regel blott anträffat det äldre inframarginella systemet av isräfflor.

Ett 90-tal räffelobservationer har gjorts inom det aktuella undersökningsområdet. Dessa redovisas i fig. 4. En viss gallring har dock skett där observationerna ligger tätt - t.ex. vid sjön Sturvens stränder. På flera platser utmed sjöstränderna uppträder räfflorna i stort antal. Detta har i något fall inneburit svårigheter att inordna de olika riktningarna i system.

Lokaler med räfflor där åldersförhållandet mellan systemen kunnat utläsas är följande:

1. På en liten rundhäll vid festplatsen i Tollered finns grova räfflor från $N55^{\circ}$ - 60° samt enstaka räfflor från $N75^{\circ}$. De senare är yngst.

2. På en framgrävd häll i västra vägdiket vid Dymossens sydspets, 1.5 km öster om Högsboholm.

I vägdiket vid Dymossens sydspets, 1.5 km öster om Högsboholm, finns en framgrävd häll som stupar mot nordost. Här har följande räffelsystem iakttagits: $N25^{\circ}$ - 35° , $N50^{\circ}$ - 52° , $N60^{\circ}$ - 65° , $N70^{\circ}$ - 75° . Räfflorna från $N60^{\circ}$ - 65° förekommer över hela hällen, men är vanligast högst upp. I samma läge förekommer också enstaka räfflor från $N70^{\circ}$ - 75° . Ett tydligt system från $N50^{\circ}$ - 52° förekommer lite längre ner på hällen. Dessa räfflor blir mot norr alltmer sällsynta. På hällens södra del förekommer sparsamt med räfflor från $N45^{\circ}$. Här finns också enstaka svängande räfflor från ungefär $N25^{\circ}$ - 35° . Räfflorna från $N25^{\circ}$ - 35° och $N45^{\circ}$ sitter för sig själva och tillhör troligen ett äldre skede. Sparsamt med räfflor från $N45^{\circ}$ finns dock på de lägre delarna

av hällen i övrigt. Eftersom systemen $N60^{\circ}-65^{\circ}O$ och $N70^{\circ}-75^{\circ}O$ endast återfinns på hällens toppyta bör de härröra från en tunnare, mera oelastisk is. Dessa båda system är alltså troligen de yngsta på lokalen.

3. På gårdsplanen i Porsnäs, 4 km söder om Skallsjö, finns en flat häll med räfflor från $N48^{\circ}O$ och $N60^{\circ}-65^{\circ}O$. Räfflorna från $N48^{\circ}O$ sitter i läläge och är troligen äldst.

4. På en häll vid sjön Uspens strand, 0.5 km väster om Björnås, finns grova suddiga räfflor från $N50^{\circ}O$ samt yngre finare från $N62^{\circ}O$.

5. Vid Tvärsjöns västra strand, 200 m söder om Åskön, finns räfflor från följande riktningar: $N28^{\circ}-30^{\circ}$ (sparsamt), $N40^{\circ}O$ (vanligast), $N60^{\circ}-62^{\circ}O$. Räfflorna från $N28^{\circ}-30^{\circ}O$ är yngst. Detta är den enda påträffade lokalen med återslag från den allmänna högervridningen inom det starkt kuperade området vid sjöarna Uspen, Tvärsjön och St. Sturven.

6. Vid sjöstranden 250 m nordväst om St. Sturvens södra avlopp finns en häll med talrika räfflor. Räffelsystemen varierar ofta med $\pm 2^{\circ}-4^{\circ}$. Följande system har urskiljts: $N30^{\circ}O$, $N40^{\circ}O$, $N50^{\circ}O$, $N60^{\circ}O$. $N60^{\circ}O$ är yngre än $N30^{\circ}O$ (korsande räfflor). På hällens mera läbetonade partier dominera räfflor från $N40^{\circ}O$.

7. Vid södra stranden av St. Sturven finns flera hällar med talrika räfflor i varierande riktning. Som exempel från detta område redovisas en lokal belägen 150 m väster om sommarstugan vid södra sjöändan. Följande räffelriktningar har påträffats: $N25^{\circ}O$, $N40^{\circ}O$, $N52^{\circ}O$, $N60^{\circ}O$. Räfflorna från $N40^{\circ}O$ påträffas i läläge. Räfflorna från $N60^{\circ}O$ är yngre än de från $N20^{\circ}O$ och $N40^{\circ}O$.

8. På en liten häll, 150 m NNV om Högnäset, finns tämligen grova säkra räfflor i följande riktningar: $N15^{\circ}O$, $N25^{\circ}O$, $N40^{\circ}O$, $N65^{\circ}O$. Åldersföljden är från äldst till yngst densamma som i uppräknad ordning.

9. På en framgrävd häll i grustaget norr om Aleslätten påträffas följande räffelsystem: $N40^{\circ}O$, $N50^{\circ}O$, $N65^{\circ}-70^{\circ}O$, $N85^{\circ}O-S85^{\circ}O$, $S75^{\circ}O$ och $S60^{\circ}O$. Räfflorna från $N40^{\circ}O$ är otydliga och troligen äldst. I övrigt är åldersförhållandet från äldst till yngst detsamma som i uppräknad ordning.

10. 200 m sydost om Lillhult, 50 m väster om bäcken, finns en liten häll med mycket grova, tydliga räfflor från följande riktningar: $N70^{\circ}O$, $N80^{\circ}O$, O-V, $S78^{\circ}-80^{\circ}O$, $S45^{\circ}O$. Räfflorna från $S45^{\circ}O$ korsar de andra och är yngst.

11. Vid torpet Johannedal, 2 km sydost om Härryda kyrka, finns en häll med tydliga räfflor i följande riktningar från äldre till yngre: $N45^{\circ}O$, $N55^{\circ}-60^{\circ}O$, $N78^{\circ}-80^{\circ}O$, O-V, $S85^{\circ}O$. De olika systemen är utbildade på fasettytor.

12. På en häll norr om Härryda gård, 0.8 km ONO om Härryda kyrka, påträffas följande räffelriktningar: $N20^{\circ}O$, $N30^{\circ}O$, $N40^{\circ}O$, $N50^{\circ}O$, $N60^{\circ}O$, $N70^{\circ}O$. Räfflorna från $N70^{\circ}O$ är yngre än de från $N30^{\circ}O$ och räfflorna från $N20^{\circ}O$ är yngre än de från $N40^{\circ}O$ och $N50^{\circ}O$.

13. På en häll vid norra vägkanten, 1.5 km VNV om Härryda kyrka, påträffas räfflor av 3 olika system: $N10^{\circ}O$, $N45^{\circ}O$ och $N85^{\circ}O$. Räfflorna från $N10^{\circ}O$ påträffas endast på toppytorna av hällen och räfflorna från $N85^{\circ}O$ finns endast i lä om dem från $N10^{\circ}O$. Grova räfflor från $N85^{\circ}O$ ligger också i lä om dem från $N45^{\circ}O$. Detta ger en vänstervridning av isrörelsen. Räfflorna från $N10^{\circ}O$ är alltså yngst.

Undersökningsområdet är naturligtvis för litet för att man skall kunna dra några långtgående slutsatser om den regionala utvecklingen av isrörelserna. Några saker förtjänar dock att framhållas:

1. Ca 50% av isräffleobservationerna faller inom en sektor mellan $N45^{\circ}O$ och $N65^{\circ}O$. Dessa riktningar torde motsvara Hillefors "inframarginala system" (jfr Hillefors 1969).
2. Räffleobservationer visar en allmän högervridning av isrörelsen.

3. Inom det centrala området mellan Mölndalsåns dalgång och Säveåns dalgång har endast en lokal med återslag mot norr för isrörelsen påträffats. Det är förvånansvärt att inte fler lokaler med räffelriktningar påverkade av lokaltopografin påträffats, särskilt som höjdskillnaderna inom området mellan sjöbottnarna och omgivande berg torde uppgå till över 150 m. Detta förhållande stämmer dock överens med Hillefors iakttagelser om att vattendelarna uppe på bergplåtarna tjänstgjorde som en slags isdelare under den definitiva deglaciationen och att man här blott finner de äldre "inframarginala systemen" (Hillefors 1969 s. 103).

4. Flera räffellokaler på sydkanten av Mölndalsåns dalgång uppvisar räffelriktningar från sydost eller OSO och lokaler på den norra dalsidan uppvisar avvikelser från den allmänna högervridningen av isrörelsen med mera nordliga räffelriktningar som de yngsta. På grund av den kalvande isfronten och den allmänt mjukare topografin i dalgången rörde sig isen snabbare än uppe på bergplåtarna. Detta fick till följd att den stagnerande isen på bergplåtarna kom att röra sig mot dalgången.

Resultaten från denna undersökning bekräftar således de slutsatser som Hillefors (1969) dragit om isrörelserna.

6. Jordarternas fördelning och ytformer

Jordtäcket i västra Sverige är tunt eller saknas helt över stora områden. Detta faktum framgår tydligt av de nyare geologiska kartbladen inom detta område (Kungsbacka NO, Göteborg SO, Vänersborg NO). Detta förhållande har diskuterats av ett flertal forskare. Gillberg (1955 s. 496) hävdar att isen avsatt sin moränlast i motlut SV om Falbygden, och att den sedan i det starka medlutet ner mot Hallands kustslätt glidit snabbare med en nedsatt erosionsförmåga som följd. En bidragande orsak till detta skulle ha varit att isen ej hunnit uppta någon större mängd nytt material. Rudberg (1967) anser att förhållandet bäst kan förklaras genom att anta att berggrunden kraftigt eroderats av inlandsisen och att allt löst material transporterats undan. Den på detta sätt strömlinjeformade berggrundsytan blev sålunda alltmer resistent mot erosionen. Sluttningsförhållandena och närheten till havet som underlättat isens glidning och kalvning har därvid spelat en stor roll.

Hillefors (1969 s. 115) anser att orsaken till moränfattigheten finns att söka hos bergarterna samt berggrundstopografin. Bergarterna består av förhållandevis hårda, sega gnejser och graniter vilka i sig själva torde ha varit ganska resistent mot iserosionen. Berggrundstopografin i Västsverige präglas enligt Hillefors av den starkt avjämnade Västgötaslätten, som sannolikt levererat mycket måttliga kvantiteter morän. Höjdyggarna väster till sydväst om Västgötaslätten och sydsvenska höglandets sluttning i söder agerade som skärmar, vilka fångade upp åtminstone delar av den morän som isen likväl förde med sig från den vidsträckta Vänersänkan och slätten i nordost.

Det aktuella undersökningsområdet täcks dock till största delen av morän och hållblottningarna är förhållandevis få. Moräntäcket är emellertid tunt, och uppgår oftast inte mer än till 0.5 m eller något mer. Även i dalgångarna är moräntäcket tunt, men den sammanlagda jordmäktigheten är här oftast stor. I Landvetter har sålunda uppmätts jorddjup på 58 m och vid Ryaheden över 20 m. De stora jordmäktigheterna i dalgångarna utgörs nästan helt av sorterade jordarter, framför allt leror. I Mölndalsåns dalgång överlagras dock ofta lerorna av yngre

grövre sediment. Hillefors (1969 s. 111) anser att den tunna moränen motsvaras av en ringa mängd isälvsmaterial och att enstaka stora åsar förekommer där moränen är mäktigare. Den rika förekomsten av isälvsavlagringar i Mölndalsåns dalgång motsvaras enligt Hillefors också av en ökad moränmäktighet inom detta område. Moränen är förvisso något mäktigare där men dock så tunn att den inte synes stå i partitet med de sorterade jordarternas mäktighet i dalgången.

De ytformer som moränen uppvisar kan uppdelas i följande: 1) dödismorän eller småkulligt moränlandskap, 2) moränryggar avsatta vinkelrätt mot isrörelseriktningen (ändmoräner), 3) drumliner i utvidgad bemärkelse (se Gillberg 1976).

Dödismorän påträffas främst i de N-S-liga dalgångarna där möjligheterna för dödisavsnörning varit goda. I Gaddåns dalgång förekommer ryggar och kullar av dödiskaraktär, så t.ex. 500 m nordväst om Hallabron, där vägen skär igenom en liten rygg. Den seismiska gånghastigheten för materialet i denna rygg var 1115 m/sek. I en skärning genom en moränkulle 200 m OSO om St. Härsjöns sydöstra vik uppmättes följande lagerföljd:

0	-	0.5 m	Sandig morän
0.50	-	0.85	Mo, nedåt övergående i sand
0.85	-	1.05	Sandig morän
1.05	-	1.10	Fingrus
1.10	-	1.50	Sandig-moig morän med gruskörtlar
1.50	-	1.60	Grovgrus
1.60	-	1.85	Sandig-moig morän
1.85	-	2.15	Skiktad sand, och därunder skiktad stenig mo

På grund av läge i terrängen och den inre uppbyggnaden tolkar jag denna bildning som avsatt mellan dödisblock.

Moränryggar avsatta vinkelrätt mot isrörelseriktningen (ändmoräner) förekommer främst i en några kilometer bred zon mellan Floda och Rävlanda (se kap. om Berghemsmoränens sträckning). Dessutom förekommer ett par ändmoräner vid Å-Ryafältet i Mölndalsåns dalgång (se kap. 7.1.). Höjden på dessa ryggar uppgår oftast inte mer än till 4--5 m, men å andra sidan kan de vara ganska uthålliga.

Gillberg (1955, 1976) har visat att drumliner är en vanlig förekomst i vissa delar av södra Sverige. Han särskiljer tre områden på sydsvenska höglandet (1976) med särskilt hög frekvens av drumliner. 1) Boråsområdet, 2) Sommen-Solgenområdet, 3) Varendområdet.

Inom Boråsområdet, som också innefattar det aktuella undersökningsområdet, finns de flesta drumlinerna i sluttningen upp från Falbygden inom Lidans och Nossans avvattningsområde, runt Borås och Ulricehamn samt mellan Ätran och Nissan syd och sydost om Åsunden. Dessutom förekommer en koncentration mellan Lygnern och Viskan i områdets sydvästra del. I övriga delar förekommer drumliner sparsamt eller saknas helt. Drumlinerna förekommer ofta i rader eller långsträckta svärmar. Som exempel på detta kan för Västsveriges del anföras Ubbhultsdrumlinerna, drumlinområdet mellan sjöarna Aspen och Gröen (Gullringsbo-, Öjersjö-, Åsterbo-, Härkeshult- och Tahultsdrumlinerna) och Hindåsområdet (Klåddegärde-, Risbohult-, Stenstorp- och Sandsbackadrumlinerna). Det har dock rått en viss tvekan om man verkligen skall använda benämningen drumlin för dessa bildningar då de i många fall avviker utseendemässigt från de klassiska drumlinerna (se Hillefors 1976, Gillberg 1955, 1976, Magnusson 1978).

Gillberg (1976 s. 127) gör en uppdelning av dessa ryggar med utgångspunkt från tre kriterier, läge i terrängen, morfologi och i ett fall materialsammansättning. Med utgångspunkt från detta delar han upp ryggarna i 1) drumliner, 2) drumlinoider, 3) "crag"-moräner, 4) lidmoräner, och 5) stöt- och läsidesmoräner.

De flesta av Gillberg (1976) beskrivna ryggarna klassificeras som drumlinoider och om dessa skriver han på s. 128: "Not all drumlins are so distinctly shaped as one or more features may differ from those described. In the area studied this is a norm. But most of these divergences are superficial variations of the usual shape. There is no reason for using another term for such moraines but it may be a matter of subjective judgement, depending on how great differences in shape are to be permitted in a strict nomenclature. On the contrary, two other characteristics of some drumlines seem to be so special that another designation of these moraines is advisable - possibly the term drumlinoid, a word which has hitherto been used with a very different meaning. Here it is limited to ridges with the following features: (A) the foundation rocks - often glacially eroded and polished - project and are often the crest(s), or the foundation rock are exposed on one or

both the long sides: in both cases however, there is no boundary between the proximal and the distal sides, i.e. uniform morianes. (B) material other than basal till occurs in large quantities".

Vid genomgången av det aktuella området har påträffats tre drumlinoider. 1) Vid Klåddetjärn i Hindås där tjärnen dämms upp av en moränackumulation. Hammarseismiska undersökningar visade att jorddjupet är 20.5 m. Lagret under grundvattenytan på 6.35 m har en gånghastighet av 2000 m/sek ända ner till berggrunden på 20.5 m. Drumlinoiden är 400 m lång och begränsas av berg både i proximal- och distaldelen. 2) Stenstorp sydväst om Hindås. Denna drumlinoid är över 1 km lång och är uppbyggd mot berg i den distala delen. Den övertvärs på några ställen av sänkor vilka torde utgöra avlopp för en issjö öster om ryggen. 3) Risbohult 5 km sydväst om Hindås. Denna drumlinoid är över 1 km lång och har en vackert välvd form. Den begränsas av berg i distaldelen och har en nästan horisontell krönlänje.

Inget är känt om dessa drumlinoiders inre sammansättning då skärningar så gott som helt saknas. Vid Risbohult fanns en 3 m djup skärning utmed vägen 100 m norr om gården. Moränen befanns vara sandig-moig och rik på linser av sand, grovmo och finmo. Praktiskt taget varje sten omgavs av en hud av mellansand eller grovmo. Materialet i denna skärning behöver dock på intet sätt vara representativt för drumlinoiden i dess helhet. 100 m nordost om Risbohult bestod materialet i drumlinoidens yta av tämligen väl sorterad sand.

7. De glacigena avlagringarnas morfologi och stratigrafi.

I kapitlet beskrivs i första hand de avlagringar i dalgångarna vilka ligger inom och intill Berghemsmoränens stagnationszon. Från höjdområdena mellan Lärjeåns- och Storåns dalgångar redovisas även en del morfologiska företeelser vars bildning sätts i samband med randstråket.

Det huvudsakliga fältarbetet har bedrivits i Mölndalsåns dalgång. Redogörelsen för denna del har disponerats så att lokalerna beskrivs från väster till öster. Läget för lokalerna framgår av Pl. 1. Lägesbeskrivningar till övriga lokaler syftar till de topografiska kartbladen 6B Kungsbacka NO, 6C Kinna NV, 7B Göteborg SO samt 7C Borås SV.

7.1. Mölndalsåns dalgång

7.1.1. Morfologi

Mölndalsåns dalgång kan sägas sträcka sig mellan Nedsjöarnas bäcken vid Hindås till Göteborgsmoränens dalspärr vid Götaälvförkastningens förlängning vid Mölndal. Den är smalare och ligger högre än Säveåns och Lärjeåns dalgångar i norr, och Storåns dalgång i söder.

Gradienten i Mölndalsåns dalgång är tämligen hög - särskilt mellan Landvetter och Hindås. Detta återspeglas i dalsedimenten, som i Mölndalsåns dalgång är grövre än i de andra dalarna. Lerror förekommer dessutom betydligt sparsammare här.

Mölndalsån flyter från Västra Nedsjön vid Hindås med ganska kraftigt fall till Landvetter och sjön Gröen och vidare mot väster via Rådasjön och Stensjön. Den bryter igenom Göteborgsmoränen och störtar sig utför Götaälvförkastningen ned till Fässbergsdalens innersta del och viker till sist av mot norr och Göta älv.

Stensjön ligger omedelbart innanför Göteborgsmoränens dalspärr och kan för sin existens mycket väl vara beroende av denna spärr. Dock har Mölndalsån, där den bryter igenom moränen, eroderat sig ned till fast berg.

Mellan Rådasjön och Gröen delar dalen upp sig i två grenar. En sydlig, genom vilken Mölndalsån rinner, och en nordlig, som är igensatt av Bråta-deltats dalspärr. Sjön Gröen utfyller dalen till dess hela bredd (ca 1 km) och dalsidorna är branta.

Vid Landvetters samhälle ligger det fluviatila Landvetters-deltat som mot väster har byggts ut i sjön Gröen. En bidal från Salmered i norr ansluter här till huvuddalen. En liknande dal, från söder ansluter till huvuddalen vid Skalmered ett par kilometer öster om Landvetter. Mellan Skalmered och Snåkered smalnar dalen av och är där endast ett par hundra meter bred. Snåkeredsdeltat har där nästan helt spärrat dalen. Mellan Snåkered och Härryda ansluter flera små bidalar från söder och norr till huvuddalen. Smärre ackumulationer av grovt isälvs-material finns här mellan bergknallar på dalens norra sida.

Asmundstorpsfältet väster om Härryda är ett flackt område som består av ett tämligen tunt lager av sand (underlagrat av grovlera). Denna sand, som också kan ses i bidalen nordost om Härryda kyrka, bildar inga egna ytformer utan ligger som ett täcke på underlaget.

Strax öster om Härryda kyrka smalnar dalen av. Där ligger en större ackumulation av isälvs-material som fyller ut dalen till halva dess bredd. Öster om denna bildning vidgar sig dalen åter till ett trattlikt dalkors. Tväråns bidal ansluter sig där till huvuddalen från norr. Isälvs-material fyller till stor del upp detta dalkors vid Å-Rya. På den södra dalsidan mellan Lillhult och Bugärde finner man en terrass ca 15 m över dalbotten.

Inre delen av Mölndalsåns dalgång upp till Rya vägport (korsning järnväg - landsväg) uppfylls av ett glacifluvialt delta kallat Ryaheden. Vid Rya vägport ansluter Björkesjöns bidal från norr. Denna är till större delen fylld med isälvs-material.

Strax öster om Rya vägport smalnar dalgången av högst betydligt och blir endast 200--300 m bred. Den smalaste delen av denna sträcka upp mot Hindås utgörs av en endast ca 50 m bred klippkanjon, den s.k. Hindåskanjonen. Mölndalsåns dalgång

mellan Rya vägport och Hindås är till största delen fylld med grovt isälvsmaterial. Mölndalsån har dock eroderat sig genom detta material så att området närmast ån består av grovt älvgrus. Svämsediment förekommer f.ö. i dalbotten ända ned till Gröen, men består väster om Ryaheden mest av sand.

7.1.2. Lokalbeskrivningar

Landvettersfältet

Mellan Gröens östra strand och Snåkeredsdeltat utbreder sig ett flackt sedimentplan, som till största delen består av sand och mo. Planet sluttar svagt från 65 m ö.h. i öster ned till 55 m ö.h. vid Gröens strand. Mitt i dalgången i Landvetter förekommer en rak, svagt välvd rygg av grus och sand. Enligt Hillefors (1969) kan denna utgöra en typ av radialås, men han utesluter inte helt alternativet fluviatil strandbildning, d.v.s. levé.

Borrningar för olika ändamål har företagits i Landvettersfältet och flera av dessa visar en i princip överensstämmande lagerföljd. Som exempel kan nämnas den borrning som gjordes mitt i samhället för Landvetters vattentäkt. Jorddjupet är här hela 57.9 m och markytan är belägen 60.8 m ö.h. Lagerföljden redovisas här nedan.

Lokal 1. Landvetters vattentäkt.

Sedimenten indelas här i 4 stratigrafiska enheter (A--D).

1 A	0	-	20.0 m	Övervägande grovmo med växlande inslag av sand och finmo
1 A	20.0	-	29.5 m	Grovmoig finmo
1 B	29.5	-	42.0 m	Grå mjälig lera
1 C	42.0	-	49.0 m	Grovmoig sand
1 C	49.0	-	57.5 m	Sand med växlande inslag av grovmo
1 D	57.5	-	57.9 m	Troligen morän
	57.9		m	Stopp mot block eller, mera sannolikt, berg

Vid motorvägsbygget genom Landvetter schaktade man sig ner genom fältet och jag fick tillfälle att studera lager 1A och 1B.

Ytan bestod av sand och grus med mer eller mindre horisontell lagring ned till ett djup av cirka 1 m. Därefter följde sand- och molager med måttlig västlig stupning. Motorvägsskärningen visade alltså en typisk deltasedimentation. Man kunde också se strömrännor som skurit sig ner i mellanbädden och senare fyllts ut med grusig sand och grovmo (fig. 5).

Vid den bro som byggdes över motorvägen cirka 150 m sydväst om skolan hade man vid den nordligaste bropelaren schaktat sig ned till en grå lera. Enligt ledningen på arbetsplatsen ligger leran strax under schaktbotten vid de två mot söder följande bropelarna. Denna lera, som vid den nordligaste pelaren överlagrades av 2--3 m mäktiga sandiga, moiga lager, kunde följas upp mot berghällen 100 m väster om skolan där den kilade ut. Här överlagrades den endast av cirka 0.5 m svallgrus. Denna lera korreleras stratigrafiskt med lager B, lokal 1, Landvetters vattentäkt. Leran går för övrigt i dagen inom stora områden i bidalen upp mot Salmered.



Fig. 5. Diskordant kontakt mellan strömränna och mellanbädden i Landvettersfältet, enhet 1A.

Snåkeredsdeltat

Snåkeredsdeltat (beskrivet av Hillefors 1969) ligger cirka 2 km öster om Landvetter på en plats där dalgången smalnar av. Deltat fyller ut nästan hela dalgången. Endast en smal passage återstår i söder där Mölndalsån rinner. Isälvsavlagringen är således belägen på dalens norra sida. Deltaplanets bredd uppgår maximalt till 200 m och dess längd till ca 1 km. Flera stora grustäkter har öppnats i Snåkeredsdeltat men är alla mer eller mindre avslutade.

I den västligaste tåkten, som också är den största, står dock fortfarande täktväggarna kvar.

Lokal 2. Snåkeredsdeltat, västra tåkten.

Sedimenten på lokalen indelas i tre enheter (A--C).

- 2A Grovlera som påträffas i tåktens södra del där den kilar ut upp mot deltats yta. Leran som är tydligt skiktad, är upp till 2 m mäktig.
- 2B Grovt stenigt grus med mer eller mindre horisontell lagring. Gruset bildar överytan på deltaplanet. Denna enhet är 2--4 m mäktig.
- 2C Huvudsakligen sandiga och grusiga lager som stupar mot väst eller VSV. I den södra delen av skärningen kan man se rent steniga lager av ett par meters mäktighet. Materialet i denna enhet blir i stort sett finare mot den norra dalsidan och består där mest av mo och sand. I botten av skärningen kan man dock se steniga grusiga partier, på vilka det finare materialet ligger konformt lagrat. Denna enhet är ca 25 m mäktig.

Enhet 2 B tolkas som deltats ytbädd och 2C som dess mellanbädd. Det grövre materialet i botten av skärningen tolkas som åskärnor i tunnelmynningar. Hillefors (1969 s. 225) har också uppmärksammat dessa åskärnor och hävdar att det finare materialet i deltaloberna är uppbyggda av konforma skikt över dessa åskärnor ut mot dalgången.

Mellan Snåkered och Asmundtorp finns ett par grustäkter i små glacifluviala ackumulationer invid bergsryggar på den

norra dalsidan. Den västra, 100 m sydost om Fusegård visar ett väl sorterat material mest bestående av sand. Den östra ackumulationen, som är helt utbruten, låg 250 m OSO om Fusegård. Den torde ha innehållit ett grövre grusigare material med inslag av sten och block.

Asmundtorpsfältet

Mellan Skårtorp och Asmundtorp utbreder sig ett flackt område som i ytan till största delen består av sand. Sandens mäktighet är emellertid ringa, och äldre borrhningar visar att sanden underlagras av stora mäktigheter av finkorniga sediment, främst leror. Dessa leror ligger ibland direkt på berget, men underlagras på andra ställen av sand och mo. Lerorna går i dagen på dalsidorna samt i de från norr anslutande bidalarna. En principskiss över stratigrafin i Asmundtorpsfältet, upprättad på grundval av resultat från äldre borrhningar, redovisas i fig. 6.

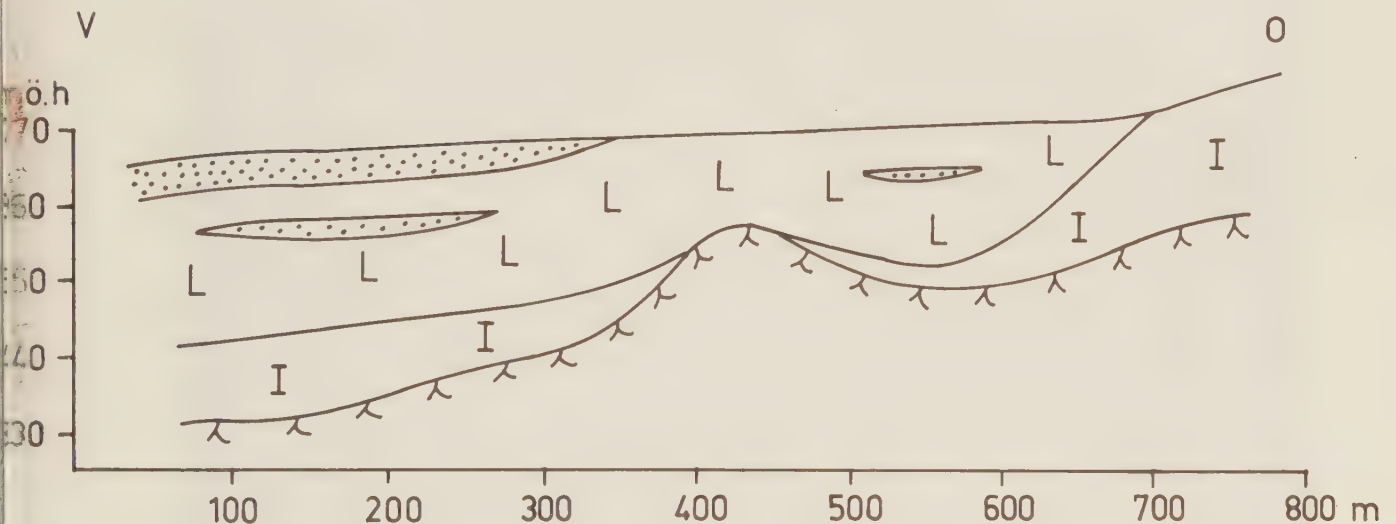


Fig. 6. Principskiss över stratigrafin i Asmundtorpsfältet. Profilen är tänkt att visa ett O-V-ligt tvärsnitt vid Lilla Asmundtorp.

Härrydadeltat

En av dalgångens större glacifluviala ackumulationer ligger 700 m öster om Härryda kyrka och spärrar där dalen till hälften. Dalen är där 600 m bred. Riksväg 40 gick tidigare i en båge runt bildningens fot, men år 1975 lades sträckningen om och den nya vägen kom att läggas rakt genom de södra delarna av bildningen. Två grustäkter har sedan länge funnits i bildningen och i samband med vägomläggningen öppnades en tredje i de södra delarna.

På bildningens yta finner man två plan. Enligt avvägningar ligger det västra drygt 91 m ö.h. och det östra 88 m ö.h. Bildningens längd är 400 m och dess bredd 300 m. Dess höjd över dalbotten är ca 25 m. För att förenkla framställningen görs en gemensam beskrivning för alla tre täkterna.

Lokal 3. Härrydadeltat.

Lagerföljden, som schematiskt är återgiven i fig. 7, kan uppdelas i 6 stratigrafiska enheter, (A-F). Dessa ligger lagrade en echelon med den stratigrafiskt översta enheten längst åt öster.

- 3 A) Grovmo och sand med enstaka grusskikt
- 3 B) Lera
- 3 C) Sand, grus och sten
- 3 D) Sand, grus och sten
- 3 E) Morän
- 3 F) Sand, grus och sten stupande mot V

Grusbrytningen, som här har kunnat följas kontinuerligt under 1970-talet, har skett dels från den gamla sträckningen av riksväg 40 och norrut mot vägen mellan Härryda och Å, dels i bildningens östra del mot väster. Den mer än 20 meter mäktiga lagerföljden i det västra grustaget kunde de första åren lätt delas upp i ett övre 3--4 m mäktigt lager av stenigt grus med horisontell lagring (3C), samt därunder sandiga, grusiga lager med mot väster eller VSV utflackande stupning (3F). Materialet var allmänt sett grövre i den östra delen. Allteftersom brytningen fortsatte mot norr blev materialet i lager 3F grövre och snabba växlingar mellan grovt stenigt grus och sand

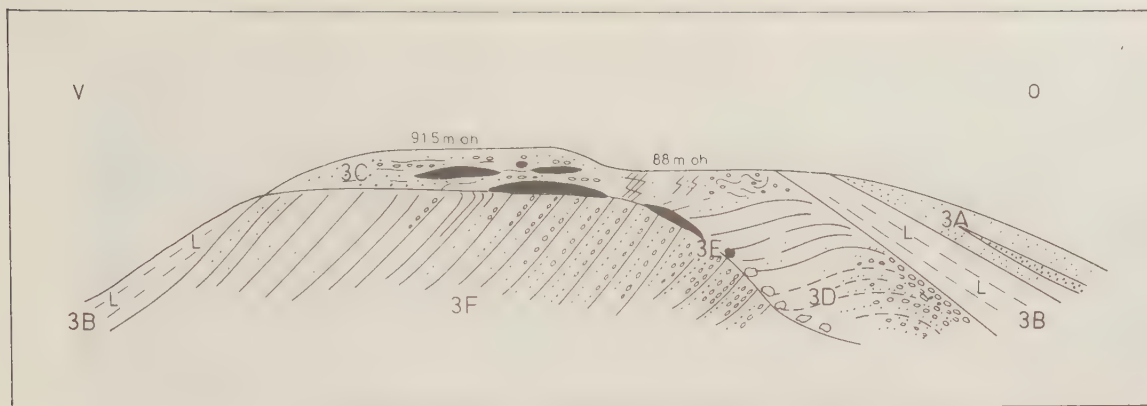


Fig. 7. Principskiss över Härryadeltats uppbyggnad.



Fig. 8. Härryadeltat, lokal 3. Uppifrån och ned: enhet 3C (ytbädd), 3E (morän) och 3F (mellanbädd).



Fig. 9. Härryadeltat, lokal 3. Uppifrån och ned: enhet 3C (ytbädd), 3E (morän) och 3F (mellanbädd). Glacialtektoniskt veck i gränsen mellan 3E (morän) och 3F (mellanbädd).



Fig. 10. Härryadeltat, lokal 3. Serier av glacialtektoniska veck i enhet 3D.

eller grusig sand förekom. Samtidigt blev lager 3C mera komplext, och mer eller mindre uthålliga lager av morän kunde iakttagas i det steniga gruset. Invid norra kanten sänkte sig gränsen mellan lager 3F och 3C mot öster och överlagrades av sandigt, grusigt material som stupar svagt mot väster (3D). Skikten i lager 3F är avklippta (se fig. 8) och materialet har här och var böjts om och dragits ut åt väster (se Fig. 9). I gränsen mellan lager 3F och 3C/3D ligger också morän (3E) som åtminstone delvis består av upplockad sten och grus från lager 3F (se Fig. 8). Österut saknades moränen, men i gränsen mellan lager 3F och 3D låg här stora kantiga block. Den övre delen av lager 3D fanns endast representerad i det östra grustaget. Uppbyggnaden av detta lager liknade lager 3F så tillvida att materialet var betydligt grövre i den övre (östra) delen. En skillnad var dock att skikten ej var avklippta utan snarare gav intryck av uppströmslagring. Detta lager överlagrades av 7--8 m lera (3B) i bildningens östra del. I den västra delen överlagrade den lager 3F. Leran hade en grönaktig mörkgrå färg och lerhalten i tre prover tagna 0.8, 1.8 och 2.8 m under dess överyta var mellan 18.5% och 27%. Leran var skiktad och innehöll tunna band med högre lerhalt. Årsvarvighet har ej konstaterats. Leran överlagrades i bildningens östra del av grovmo och sand med enstaka grusskikt som hade en mäktighet av max. 0.15 m (3A). Lager 3D vars överyta bildar 88 m:s planet, var stört ner till ett djup av 4--5 m. Det förekom serier av veck som visar att materialet på flera glidplan förskjutits åt väster (se Fig. 10). Störningarna under den östra delen av planet är mera diffusa och materialet ger ett slirigt intryck.

Tolkning:

Bildningen utgörs av ett delta med en något komplicerad uppbyggnad. När lager 3F (mellanbädd) avsattes låg isälvsporten nära den norra dalsidan. Iskanten gjorde en eller flera mindre framstötter och eroderade och påverkade den proximala (östra) delen av lager 3F. Samtidigt klippte den av de grova stenigt, grusiga skikten och böjde om och drog ut de mot väster stupande skikten på deltaplanet. Moränen avsattes på

deltaplanet och stora block avsattes i proximalbranten. Iskanten drog sig därefter tillbaka minst ett hundratal meter. Isälvsporten fick därefter ett något sydligare läge, och där avsattes grova steniga sediment i konforma skikt. En ny mellanbädd (3C) byggdes upp mot proximalbranten till lager F. Mellan jökelporten och den norra dalsidan avsattes främst sandiga sediment. Leran (3B) avsattes under isens fortsatta reträtt och sanden som överlagrar leran (3A) avsattes i samband med en framryckning av isen i dalgången (se nedan). En fråga som inte fått en tillfredsställande lösning är i vilket skede störningarna under 88 m:s planet ägde rum.

Två möjligheter föreligger:

- a) Isen gled upp över sedimenten genast efter avsättningen av lager 3D.
- b) Isen gled upp över deltat först sedan leran (3B) avsatts. Två faktorer styrker denna teori. Isen har uppenbarligen efter en tidsperiod av 100 år ryckt fram i dalgången, åtminstone till i höjd med Lillhult, som ligger 1 km längre österut. Det grova materialet som underlagrar leran stupar starkt mot öster, men leran uppvisar inga störningar eller glidningar. Möjligheten föreligger alltså att stupningen av det grova materialet inte utgör uppströmslagring, utan att leran och underlaget kantställets genom istryck från öster. Båda alternativen förefaller mig lika trovärdiga.

Lokal 4, området öster om HARRYDA gård.

400 m nordost om HARRYDA deltat ligger en 150 m lång rygg i O-V-lig utsträckning. Dess krön utgörs av ett mindre plan 83.5 m ö.h. och 15 m över dalbotten. Möjligtvis är detta plan bildat genom plöjning och odling. Ryggens sidor liksom dess östra sluttning är tämligen branta. På dess norra sluttning finner man mjälliga leror i dagen och dalbotten i öster består av svämsand. Denna rygg avvägdes i en O-V-lig profil och tre spadborrningar utfördes (BP 1, 2, och 3). BP 1 och 2 lades i botten av en täkt och BP 3 i sluttningen ner mot Tvärån i öster.

A'

A

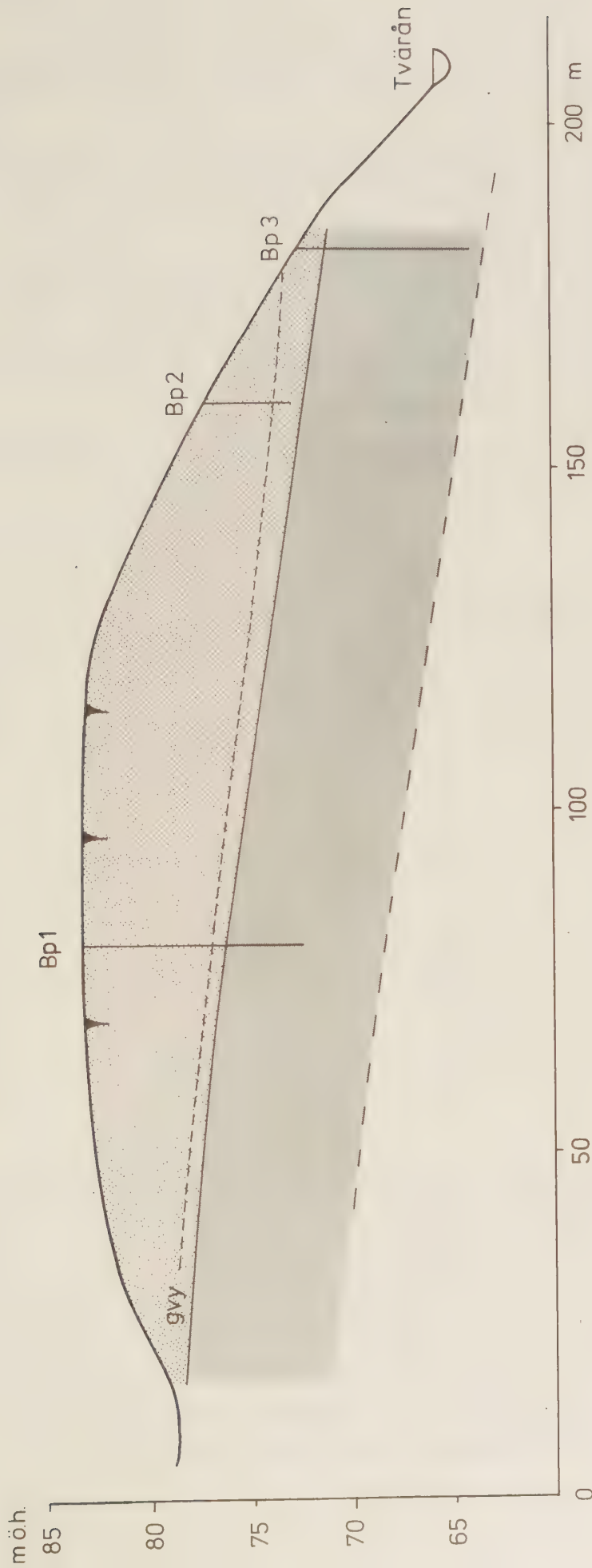


Fig. 11. Profil genom avlagringarna vid lokal 4, öster om Härryda gård. Teckenförklaring se bilaga 2.

Spadborrhningar

Bp. 1.

I täktbotten ca 5 m öster om den 4 m höga västra schaktväggen

- 0 - 4.0 m Schaktväggen. Omväxlande sand och molager.
Något grusigt i ytan
- 4.0 - 4.8 m Sandig grovmo
- 4.8 - 6.6 m Finmo, som nedåt blir allt mjäligare. Gvy 6.0 m.
- 6.6 - 6.7 m Rostrött vattenförande grovmo-skikt
- 6.7 - 11.0 m Grovlera, rostig översta 0.5 m. Leran blir
något fetare nedåt
- Vid 11.0 m avbröts borrhningen, fortfarande i lera

Bp. 2.

I täktbotten, ca 2 m under markytan

- 0 - 2.0 m Schaktväggen, sand
- 2.0 - 3.7 m Stenig sand som nedåt blir allt grövre. Vid 3.7 m
grusig sand. Grundvattenytan 2.9 m.
- Stopp vid 3.7 m då hålet flöt igen

Bp. 3.

I sluttningen ned mot Tvärån. Vid en punkt 6 m väster om Bp. 3 finns en källa.

- 0 - 0.4 m Grusig mellansand
- 0.4 - 7.8 m Mjällig grovlera
- 7.8 - 7.9 m Mjällig finmo
- Borrhningen avbröts vid 7.9 m

Sedimenten i denna rygg indelas i 2 stratigrafiska enheter (A-B).

- 4A Denna övre enhet består till största delen av skiktad sand och mo med något inslag av grus i ytan. Skiktmätningar utfördes i schaktväggarna på 5 olika platser och gav ett enhetligt resultat. Skikten stupar i medeltal 5° mot $N70^{\circ}V$. Materialet blir allt finare nedåt, men avslutas med ett decimetertjockt rostrött grovmo-skikt. I schaktväggen iakttogs 5 iskilar. Dessa var

1--2 m djupa och var fyllda med en något grusig sand av samma utseende som materialet i ytan. Enhetens undre gräns är mycket skarp.

- 4B Denna enhet består av lera. Lerhalten varierar mellan 20% och 32% med den största lerhalten i den mellersta delen av enheten (se bil. 1). Lerans underlag nåddes aldrig vid borrhningarna, men då materialet i BP 3 blev allt grövre och moigare de sista metrarna antas lerlagrets bas ligga ca 8 m under markytan. Lerlagrets mäktighet är alltså troligen 7.5 m.

Lager 4A tolkas som isälvsmaterial avsatt proglacialt vid en isframstöt i Mölndalsåns dalgång. Inget tyder dock på att isen ryckt ända fram till denna bildning.

Provtagning och kornstorleksanalys vid följande nivåer (se bil 1):

Bp 1		Bp 3	
Prov nr.	nivå m under m.y.	Prov nr.	nivå m under m.y.
1	5.0	11	1.2
2	6.0	12	2.2
3	6.5	13	3.2
4	6.65	14	4.2
5	6.75	15	5.2
6	7.5	16	6.2
7	8.0	17	7.2
8	9.0	18	7.9
9	10.0		
10	11.0		

Å-Ryafältet

Å-Ryafältet, som ligger vid dalgångens norra sida, hänger nästan samman med Ryaheden. Det är skilt från Ryaheden genom en bergsribba på maximalt 4.5 meters djup under markytan.

Denna bergsribba är en förbindelse mellan berget vid Östergården och Västergården och norra dalsidan.

Å-Ryafältet utgörs av ett plan som ligger 86.0 m ö.h. I norr avgränsas det av torvmark. Mot väster sluttar marken ganska tvärt ned mot Tvärån. Här skjuter också en ca 150 m lång och 4--5 m djup ravin in i Å-Ryafältet från väster. Den södra begränsningen är en ganska måttlig sluttning ned mot dalen. Även här finns antydan till ravinbildning.

På Å-Ryafältet finns två moränryggar. Den södra är belägen ca 200 m SSV om Skrotfirman. Den är 3--4 m hög och löper i NNO-SSV-lig riktning ca 150 m och viker sedan av ca 50 m mot sydost.

Den norra är belägen vid dalkanten och omges av lera. Dess riktning är NV-SO-lig och den har en längd av ca 100 m. Den norra ryggen är dessutom betydligt flackare än den södra. Hillefors (1969 s. 225) antyder en viss tveksamhet beträffande uppbyggnaden av Å-Ryafältet. Den yttre formen antyder enligt Hillefors ett delta. Den inre uppbyggnaden var dock inte känd av Hillefors.

Två profiler har lagts över Å-Ryafältet, B-B' resp. C-C', och en rad metoder har använts för att utröna stratigrafien inom området (se pl. 1).

Profil C-C':

Profil C-C' lades i fältets längdriktning (VNV-OSO) och innehåller tre undersökningspunkter, Bp 4, 5 och 6.

Bp 4 är belägen i botten av ett litet övergivet sandtag 175 m OSO om vägkorset vid Å. Tåktbotten ligger 3.40 m under markytan. Skruvprovtagning medelst motorsond, spadborrning samt besiktning av tåktens kanter var de metoder som användes här. Följande lagerföljd uppmättes:

- 0 - 0.50 m Något stenig sand
- 0.50 - 5.50 m Sand; i tåktväggen kunde konstateras att sanden mellan 0.50 och 1.50 var skiktad och att skikten stupade mot nordväst, grundvattenytan på 5.40 m
- 5.50 - 6.20 m Grovmo

C

C

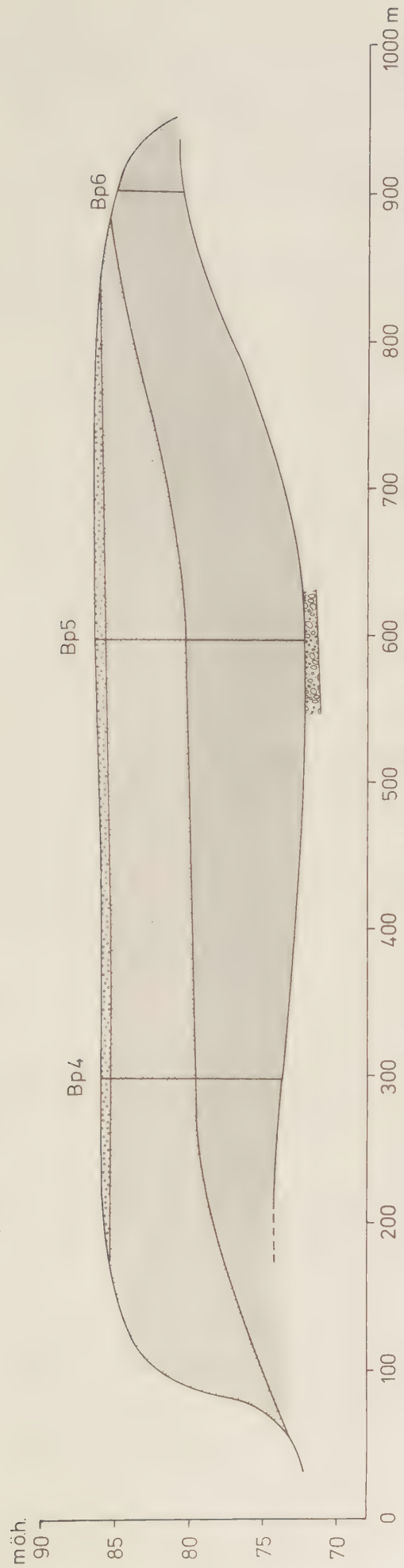


Fig. 12. Profil genom Å-Ryafältet. Teckenförklaring se bilaga 2.

6.20 - 6.50 m Sand
 6.50 - 12.00 m Lera, prov taget vid 7.05--7.25 (se bil. 1).
 12.00 - 12.10 m Stenig, hårt packad sand
 12.10 - 12.30 m Lera
 Stopp vid 12.30, stenigt material

Bp 5 är belägen 100 m väster om Östergården. Motorsond, spadborr och hammarseismik användes här. Följande lagerföljd uppmättes här, grundad på spadborrning och skruvprovtagning:

0.00 - 0.70 m Grusig grovsand
 0.70 - 1.30 m Gul grovmoig mellansand
 1.30 - 1.65 m Grå grovmoig finmo, fuktig
 1.65 - 1.95 m Gul mellansand, fuktig
 1.95 - 5.50 m Skiktad sediment av grovmo och finmo. Grundvattenytan på 3.40 m
 5.50 - 14.50 m Lera; mellan 13.50 och 14.50 m förekommer svår genomträngliga skikt ungefär var 30:de cm

S1

Resultat av hammarseismiska undersökningar vid Bp 5

D_1 0.0 - 3.40 m $V_1 = 330$ m/s Torrt luckert sandigt material
 grundvattenytan: 3.40 m
 D_2 3.40 - 6.10 m $V_2 = 1465$ m/s Grovmo - sand, vattenhållande
 D_3 6.10 - 15.35 m $V_3 = 2090$ m/s Lera, vattenmättad och högkonsoliderad
 D_4 15.35 m $V_4 = 5200$ m/s Berg

Enligt de seismiska resultaten ligger berggrunden på 15.35 m. Sonden gick dock inte att pressa ned längre än 14.50 m. Skillnaden på 0.85 m kan ligga inom felmarginalerna för den hammarseismiska metoden. Enligt en äldre man bosatt inom området skulle man dock vid brunnsgrävningar ha påträffat mycket grovt isälvsmaterial under Å-Ryafältet.

Bp 6 är belägen vid den gamla brädgården ca 250 m SO om Östergården. Här uppmättes följande lagerföljd, grundad på skruvprovtagning medelst motorsond.

- 0.00 - 0.35 m Finmo
 0.35 - 4.25 m Lera; mellan 1.70 m och 2.85 m var leran randad
 av röda lerskikt
 4.25 - 4.50 m Sandigt, grusigt material;
 stopp vid 4.50 m, troligen sten eller block

Prover togs i leran på följande nivåer för kornstorleksanalys
 (se bil. 1):

Prov nr	nivå m under m.y.
20	0.35 - 0.50
21	0.70 - 1.00
22	1.70 - 1.90
23	2.20 - 2.40
24	2.70 - 2.85

Ca 300 m VNV om Östergården grävdes 1971 ett ca 100 m långt avloppsdike i nordlig riktning mot mossen. Diket var ca 1.50 m djupt. Överst ligger ca 0.2 m horisontellt skiktad småstensbe-mängd sand. Skikten böjer av nedåt, övergår i ren sand, och planar ut mot ett underlagrande skikt av finmo. Sandskikten stupar mot norr. Exakt i övergången mellan sand och finmoskik-tet har järn utfällts. Finmoskiktet beskriver en svag våglinje i dikesskärningen och den överlagrande sandens mäktighet varie-rar mellan 1.0 och 1.5 m. Under finmoskiktet följer konforma skikt av omväxlande finmo och grovmo. Finmoskikten är till en början 1--5 cm tjocka men förekommer längre ned endast som tunna skikt mellan tjockare grovmoskikt. Den största observera-de mäktigheten av det undre molagret var 0.5 m.

Två grundvattenmagasin finns i Å-Ryafältet. Ett övre fritt magasin ligger ovanpå leran. Grundvattenytan i detta magasin ligger något högre i fältets östra delar än i dess västra. Dessutom kan man iakttaga små källflöden i fältets sydvästra sluttning. Grundvattnets strömning genom fältet går alltså i sydvästlig riktning. De raviner som kan ses i Å-Ryafältets väst-ra och sydvästra del synes alltså vara ett resultat av till-bakagripande erosion vid källflödena. Ett undre bundet magasin

finns under leran. De brunnar som grävts i området går ofta ned genom leran för att nå detta magasin. Det övre magasinet är nämligen känsligt för växlingar i nederbörden.

Profil B-B' lades i riktning NO-SV så att den kom att övertvära de två moränryggarna och korsade profil C-C' vid Bp 5 (pl. nr 1). Genom skruvprovtagning med motorsond öster om den sydvästra moränryggen visste jag att materialet ned till ett djup av 5 m består av finsediment. Hammarseismiska undersökningar visade att gånghastigheten i ett skikt under moränryggen var ungefär densamma som i finsedimenten vid sidan av moränryggen. Frågan uppstod alltså huruvida moränryggen underlagrades av finsediment. Försök att spadbörja en serie hål upp mot moränryggen stupade på att finsedimenten var helt torra och mycket hårda. Det var också praktiskt omöjligt att gräva sig ned genom finsedimenten. Provgropar i sluttningen av moränryggen visade bara en grå hårt packad sandig morän ned till ett djup av minst 2.5 m (se bil. 1). Problemet löstes senare medelst motorslagsondering med Cobra.

Bp 7 är belägen 500 m sydväst om Östergården och 40 m öster om moränryggens krön.

Följande lagerföljd uppmättes här grundat på skruvprovtagning med motorsond:

- 0 - 0.8 m Finmoig grovmo
- 0.8 - 3.6 m Lera, mellan 3.0 och 3.6 blir sedimenten sakta grövre. Prover tagna vid 1.60-1.90 m samt vid 2.65-2.85 m (se bil. 1)
- 3.6 - 4.0 m Finmo med leriga skikt
- 4.0 - 4.7 m Finmo och grovmo, skiktad. Grundvattenytan: 4.5 m. Stopp vid 4.7 m, troligen morän

S2

Resultat av hammarseismiska undersökningar vid Bp 7

D_1	0.00	-	1.45 m	$V_1 = 310$ m/sek	Mo
D_2	1.45	-	6.35 m	$V_2 = 730$ m/sek	Mo - lera, något vattenhållande
D_3	6.36			$V_3 = 4700$ m/sek	Berg

B'

B

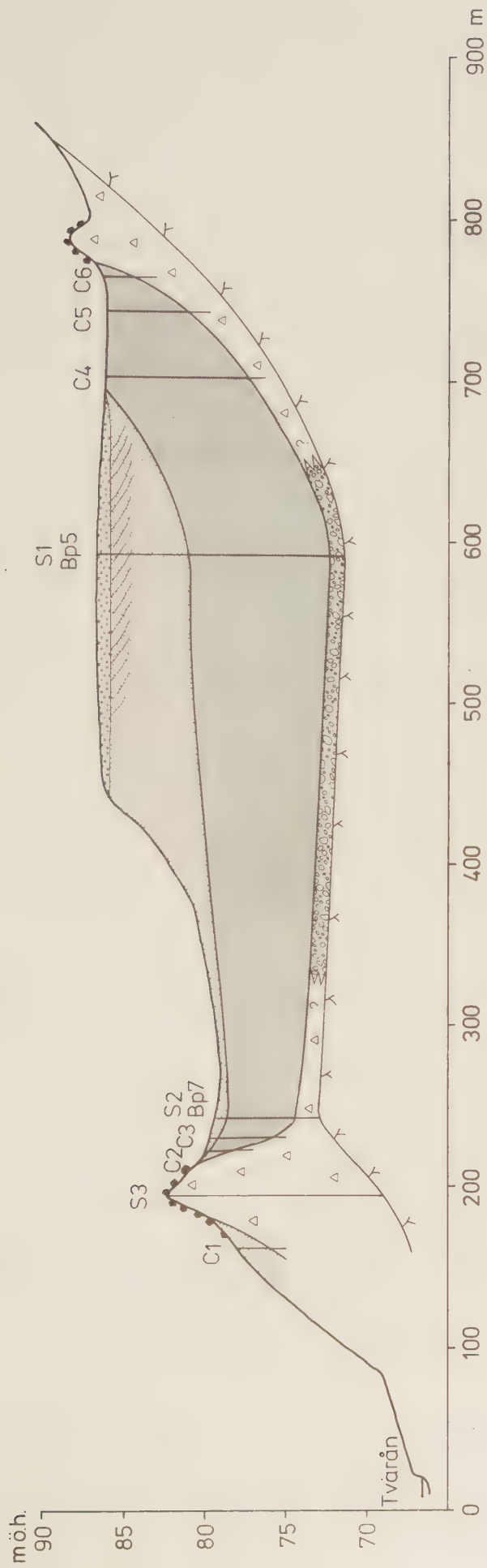


Fig. 13. Profil genom Å-Ryafältet. Teckenförklaring se bilaga 2.

S3

Resultat av hammarseismiska undersökningar på moränryggens krön, 550 m sydväst om Östergården.

D_1	0.00	-	0.80 m	$V_1 =$	310 m/sek	Morän, lucker och torr
D_2	0.80	-	2.50 m	$V_2 =$	595 m/sek	Lös morän
D_3	2.50	-	13.30 m	$V_3 =$	885 m/sek	Morän
D_4	13.30			$V_4 =$	5000 m/sek	Berg

C1 - C6: Cobrasondering utfördes på sidorna av moränryggarna i profil B-B' enligt fig. 13 för att undersöka deras stratigrafiska läge.

De två profilerna över Å-Ryafältet visar att fältet täcks av ett ca 6 m tjockt täcke sand och mo. Materialet är något småstenigt i ytan, men är så gott som helt fritt från sten på djupet. Materialet är i stort något finare i de nordöstra och östra delarna av fältet där moiga sediment påträffats. Sanden stupar mot nordväst eller norr.

Denna övre sekvens underlagras av lera med en mäktighet av upp till 8 m. Gränsen mellan sanden/mon och leran är mycket skarp. Lerhalten varierar i tagna prov mellan 28% och 35%. Leran underlagras möjligen av grovt isälvsmaterial eller morän, under själva planet dock av ringa mäktighet. De två moränryggarna ligger stratigrafiskt under finsedimenten.

Lokal 5. Å-Ryafältet

Sedimenten i Å-Ryafältet indelas i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

- 5A Denna översta enhet består till största delen av skiktad sand och mo med något inslag av grus och småsten i ytan. I de övre delarna i fältets centrala del stupar skikten måttligt mot nordväst eller norr. Materialet är i stort sett något finare i fältets nordöstra och östra delar där ren mo påträffas. Mäktigheten uppgår till ca 6 m och den undre gränsen är mycket skarp.
- 5B Denna enhet består av lera med en mäktighet av upp till 8 m. Lerhalten varierar mellan 28% och 35% (se bil. 1):
- 5C Vid brunnsgrävningar har man enligt uppgift påträffat ett mycket grovt material med rundade stenar under leran. Inget är känt om lagrets utbredning eller mäktighet.

5D Denna enhet består av morän som går i dagen i form av ryggar i fältets nordöstra resp. sydvästra kanter. Moränen är upp till 13 m mäktig i den sydvästra ryggen. Cobrasondering visar att moränen stratigrafiskt underlagrar enhet 5B.

Moränryggarna tolkas som ändmoräner bildade vid kortare stillestånd vid isens reträtt från området. De grova isälvs-sedimenten avsattes också vid detta tillfälle. Enhet 5A tolkas av följande orsaker som isälvsmaterial avsatt proglacialt vid den nedan omtalade isframstöten i Mölndalsåns dalgång:

- 1) Den mycket skarpa gränsen mellan lager 5A och 5B tyder på en hiatus i lagerföljden.
- 2) Det grövre materialet i lager 5A är bottentransporterat, vilket kräver en ökad strömhastighet.
- 3) Skikten i den övre delen av lager 5A stupar mot NV eller N, vilket tyder på en transport mer eller mindre vinkelrätt in mot dalsidan.
- 4) Lager 5A och 5B överensstämmer med lagerföljden vid lokal 4.

Bugärdesterrassen

Mitt emot Å-Ryafältet, på den södra dalsidan, ligger två terrasser på olika nivåer. Terrasserna övergår i varandra och hänger i praktiken ihop.

Den östra utgörs av åkrarna runt gården Bugärde och ligger ca 90 m ö.h. men sjunker något mot väster. Dess höjd över dalbotten är ca 20 m. Terrassens begränsning åt söder utgörs i stort sett av vägen mellan Lillhult och Bugärde. Slänten ned mot Mölndalsån torde till stor del vara utskulpterad av ån. Försök gjordes att med motorsondering undersöka lagerföljden 150 m NNO om Bugärde. Materialet var dock - åtminstone i ytan - alltför stenigt för att sonden skulle kunna tränga igenom. En hammarseismisk undersökning på samma plats gav följande resultat:

D_1	0.0 - 1.05 m	$V_1 = 275$ m/s
D_2	1.05 - 10.45 m	$V_2 = 730$ m/s
D_3	10.45 m	$V_3 = 5000$ m/s

Jordmäktigheten var alltså 10.45 m och materialet består troligen av sand, grus och sten. Ingen grundvattenyta påträffades.

Den västra terrassen utgörs av ett sedimentplan norr om gården Lillhult 78 m ö.h. Detta plan har formen av en rygg som ett hundratal meter skjuter ut i dalgången. I en grop vid terrassens bas kunde man iakttaga ett mycket grovt och väl rundat stenigt material. För övrigt är den inre uppbyggnaden av denna terrass okänd.

Lokal 6, 200 m nordost om Lillhult.

Denna lokal utgörs av en rygg, som i nivå med 90-m:s terrassen skjuter ut ett femtiotal meter i dalgången. Två täkter fanns tidigare i denna rygg, men är numera båda igenlagda. Den ena täkten låg omedelbart sydväst om vägen från Bugärde, där den lämnar terrassen och fortsätter ned i dalbottnen. Den andra täkten låg på samma ställe men norr om vägen. Man grävde sig här in i terrassen på så sätt att en O-V-lig och N-S-lig skärning bildades.

Sedimenten indelas här i 4 stratigrafiska enheter (A-D) (se fig. 14).

- 6A Denna översta enhet består till största delen av väl-sorterad sand, men även grusiga och steniga skikt påträffas. Enheten återfinns endast i täkten sydväst om vägen, i ryggens sydvästra sluttning. Mäktigheten uppgår till 5-8 m.
- 6B Denna enhet, som är 1-2 m mäktig, består av osorterade och ofullständigt sorterade jordarter, som liksom en kappa från nordost sträcker sig upp över ryggens krön. Enheten kan alltefter sammansättningen uppdelas i tre olika lager. Gränserna mellan dessa lager är dock flytande. De lager som har den största utbredningen består av sandigt moigt material med stort inslag av såväl kantiga som väl rundade stenar samt grus. På ryggens krön övergår detta lager nedåt i ett slirigt,



Fig. 14. Skärning genom ryggen vid lokal 6, 200 m nordost om Lillhult.



Fig. 15. Lokal 6, 200 m nordost om Lillhult. Parti av skärningen i Fig. 14. Uppifrån och ned: enheterna 6B (morän) och 6D (isälvsgrus). Grus från enhet 6D ligger i enhet 6B som en liten skålla.



Fig. 16. Lokal 6, 200 m nordost om Lillhult. Parti av skärningen i Fig. 14. Vertikalt stående gräns mellan enheterna 6C (lera) och 6D (isälvsgrus).

grusigt sandigt material. Strax ovan ryggens fot på den nordöstra sidan överlagras det sandigt moiga materialet av omlagrad lera. Här och var kan man fortfarande skönja lerans skiktning. I de övre delarna var den uppblandad med grus och sten och uppvisar presstruktur.

I ryggens nordöstra sluttning finner man veck där skikten i materialet i enhetens bas har böjts om och dragits ut uppför sluttningen (se fig. 14). Man finner också mot nordost starkt stupande skikt av väl-sorterat grus. Gruset härstammar helt klart från enhetens underlag (se fig. 15).

6C Denna enhet består av lera och återfinns endast vid ryggens sydvästra sluttning. Denna lera är tydligt skiktad, grå till färgen och innehåller enligt analysresultat 20% ler (se bil.1). Den innehåller också tunna gråröda skikt med högre lerhalt. Skikten var kantställda och stupar starkt mot SSV-SV. Stupningen uppmättes i enhetens bas några meter nedanför där den kilar ut upp för sluttningen till 58° mot $S75^{\circ}V$. Längre åt väster i skärningen stupar lerskikten 58° mot $S20^{\circ}V$. Enhetens undre gräns är mycket distinkt och stupar kraftigt mot sydväst. På ett ställe står den t.o.m. helt vertikalt (se fig. 16). Enhetens mäktighet är 6-8 m.

6D Detta är den understa enheten vid lokalen och bildar ryggens kärna. Enheten består dels av välsorterade grova steniga lager, dels av välsorterade grusiga till sandiga lager. De grova steniga lagren är kantställda så att de stupar mot nordost. Mäktigheten på dessa lager varierar mellan 0.5 och 1 m. Lagren består enbart av dåligt rundade stenar, i vissa lager 2-5 cm stora, i andra lager 10-40 cm stora. I gränsen mellan dessa lager finner man skikt av grus. Mindre horisontalförkastningar slår igenom detta grova material på flera ställen och visar att den övre delen av kärnan förflyttas mot sydväst.

I ryggens sydvästra sluttning finner man skiktad sand som här underlagrar lera (6C). Skikten stupar mot

sydväst men är i de övre delarna omböjda i ett veck med veckaxelns riktning i nord-syd. Även underlagrande skikt av grus synes ha följt med i denna omböjning.

Enhet 6D tolkas som isälvsmaterial avsatt vid isens första reträtt från området. Leran (6C) avsattes efter det att isen lämnat området och lugnvattenförhållanden rådde. Enhet 6B tolkas som morän och representerar en isframstöt i Mölndalsåns dalgång. Moränen består till största delen av lokalt om-lagrat isälvsmaterial och lera. Deformationen av de olika lagren synes ha tillgått på följande sätt. När isen åter ryckte upp över sina tidigare avsatta sediment (6D) kantställdes lagren och hela enheten försköts mot sydväst. Detta medförde att lera (6C) böjdes upp så att gränsen mellan denna och de grova sedimenten (6D) på något ställe kom att stå helt vertikalt. Det förekom även mindre horisontalförkastningar i den övre delen av enhet 6D där materialet över förkastningsplanet försköts mot sydväst. Samtidigt uppstod plastiska veck i gränsen mellan moränen (6B) och enhet 6D där skikt böjdes om och drogs ut mot sydväst. Glidplan i moränen visar också isens aktivitet och rörelse mot sydväst.

Leran (6C) liknar utseendemässigt den lera som påträffas i Härryadeltat (lokal 3). Lerhalten avviker inte från de resultat som erhållits från lokalerna 3, 4 och 5. Även mäktigheten på enheten överensstämmer med de mätningar som gjordes av motsvarande lera på de ovan nämnda lokalerna. Slutligen ligger leran i samma stratigrafiska läge som i de övriga lokalerna.

Det är viktigt att konstatera att deformationen av ryggens lager skedde efter det att leran avsatts, dvs efter en längre lugnvattenperiod. Leran i enhet 6C ger ett mått på den tid isen varit försvunnen från platsen innan den åter ryckte fram i dalgången.

Ryaheden

Ryaheden ligger som ett dalspetsdelta i den inre delen av Mölndalsåns dalgång där den kraftigt smalnar av. Dalen fortsätter visserligen till Nedsjöarnas bäcken, men är på denna sträcka

som mest ett par hundra meter bred.

Mölnödalsån har genom åren skurit sig ner genom deltat och resultatet har blivit en upp till 200 m bred och 12-14 m djup ränna genom deltat. Sålunda utgörs själva deltat av två från varandra skilda delar - det nästan 2 km långa deltaplanet vid Rya hed på den norra sidan, samt den breda terrassen vid Aleslätten på den södra.

I deltats proximala delar ansluter sig Björkesjöns bidal från norr. Denna är fylld med sediment upp till Björksjödamm. Dals å, som rinner genom denna dal, har liksom Mölnödalsån i huvuddalen skurit sig ned i en djup fåra i lösmaterialet. Sedimentytan ligger här cirka 97 m ö.h. Vid Björksjödamm sänker sig sedimentytan och bildar därefter kullar, ryggar eller flacka fält upp till Öjesjön.

Deltats östra begränsning har jag lagt vid den yttersta utsträckningen för mellanbädden i deltat. Denna punkt ligger ungefär i höjd med Rya vägport.

Det grova materialet i deltats ytbädd har sin naturliga fortsättning i de terrasser som med avbrott kan följas i dalgången ända till Hindås. För framställningens skull får sträckan till Hindåskanjonen norr om Risbohult, samt dalfyllnaden i Björkesjöns dal ingå i Ryahedens deltakomplex.

Ryahedens västra gräns utgörs av distalbranterna vid Rya sand. Området nedanför distalbranten täcks här av torv vilket torde vara orsakat av grundvattenläckage från deltat. Distalkanten vid Rya sand ligger 88 m ö.h. Det jämna deltaplanet stiger sakta mot öster och når upp till 96 m ö.h.

I deltats proximala delar, (vid Rya hed samt norr och öster därom) ligger ett kittelfält som består av ett tjugotal dödisgropar. Bugärdes tjärn norr om gamla riksväg 40 utgör en av dessa. Även öster om Rya vägport, utmed järnvägen, finner man ett par gropar. Dessa dödisgropar är maximalt 7-8 m djupa och ibland fyllda med vatten eller torv. I detta område, strax väster om Dals å sticker berget upp genom deltaytan i ett par 8-10 m höga kullar.

Från kittelfältet sprider sig en serie strömrännor solfjäderformigt mot VNV (se pl. 1). De är oftast mer eller mindre ensidiga och maximalt 1.5 m djupa. I ett fall kan det konstateras att rännan utgår från en punkt mellan två dödisgropar.

Mot väster upphör rännorna på en nivå av 93 m ö.h. På profilen över Ryaheden (fig. 17) kan man på denna nivå se ett svagt hak i terrängen. Liknande rännor finner man också vid Aleslätten på den södra dalsidan.

En annan form av erosionsmärken är de terrasser som orsakats av Mölndalsåns erosion. Dessa finner man naturligt nog på kanten ner mot ån. 250 m nordost om Gräsdalen ligger en svagt S-formad terrass nedskuren ca 2 m under deltaplanet. Terrassens höjd över havet är 88 m. Terrassen är något djupare vid den norra kanten och kan därför också betraktas som en ränna. Söder om Rya hållplats ligger två terrasser. Den undre ligger ca 5 m över Mölndalsån och dess yta är täckt med knytnävsstora stenar. Den övre terrassen ligger endast 2-3 m under deltaplanet. På denna terrass ligger två ca 4 m djupa dödisgropar. Terrassen bildades alltså innan det begravda isblocket hade smält av. I annat fall hade gropen genast fyllts med grus och sand när ån skar ned genom deltat.

Vid Aleslätten finns den södra återstoden av deltaplanet. Längst åt väster når deltaplanet 90 m ö.h. och stiger sakta mot öster. På äldre flygbilder, tagna innan grusexploateringen hade påbörjats i detta område, ser man N om gården Aleslätten två upphöjningar på deltaytan. I varje fall den södra av dessa har en utsträckning i O-V-led. Omedelbart norr eller nordväst om den norra upphöjningen finns en sänka i deltaplanet utdragen i O-V-lig riktning. Detta kan vara en dödisgrop av samma ursprung som de på den norra dalsidan.

Öster om Aleslätten smalnar deltaplanet av och ligger bara som en restterrass 95 m ö.h. på den södra dalsidan. Sydost om Rya vägport vidgar sig terrassen åter till ett 100 m brett plan ca 100 m ö.h.

Deltaplanets fortsättning mot öster kan följas ca 400 m som restterrasser på båda sidor av dalgången. Terrasserna återkommer vid Kolabacken på den norra dalsidan, samt mitt emot Kolabacken på den södra. 200 m väster om Hindåskanjonen, norr om Risbohult, ligger på den norra dalsidan resterna av en terrass ca 107 m ö.h.

Terrängen på den norra dalsidan är mer söndersprucken än på den södra. Det laterala smältvattnet har sålunda haft möjlighet att ta andra vägar än genom huvuddalen då denna varit spärrad av is. Erosionskanaler är därför ganska vanliga här.

C"

C

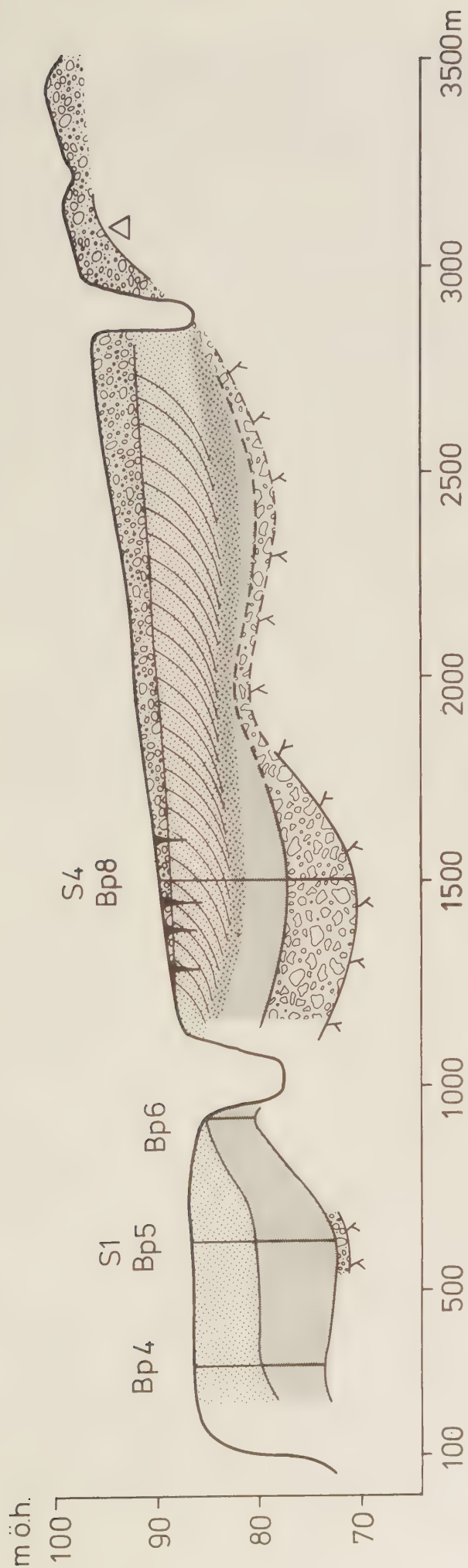


Fig. 17. Profil genom Ryaheden och Å-Ryafältet. Teckenförklaring se bilaga 2.

Lokal 7, 1150 m väster om Rya vägport.

Denna lokal ligger 50 m nordväst om lokal 8 och består av en 6 m djup skärning genom Ryahedens delta.

Sedimenten har här indelats i 3 stratigrafiska enheter (A-C).

- 7A Denna enhet består av horisontellt skiktat stenigt grus med en mäktighet av 1 m. Den undre gränsen är skarp.
- 7B Denna enhet består av sandiga moiga lager stupande ca 30° mot väster. Mäktigheten uppgår till ca 3 m. Stupningen avtar nedåt i lagerföljden och enheten övergår successivt i den underlagrande enheten 7C.
- 7C Denna enhet består av 2.5--6 cm tjocka grovmo- och finmoskikt. Enstaka sandskikt och tunna röda lerskikt förekommer också. Skiktningens stupning uppgår i medeltal till 7° mot VNV. Den totala mäktigheten på denna enhet är mer än 2 m.

Fig. 18 visare en avvikelse från den normala lagerföljden i enhet 7C. Denna skärning är 2 m hög. och såväl dess övre som undre begränsning utgörs av täktbottnar. Schaktväggen i figurens övre vänstra del ligger 20 m bortom skärningen. Skikten stupar svagt åt väster och längst ned till vänster ses ett ca 3 mm tjockt lerskikt följt av några tunna finmo- och grovmoskikt. Därpå följer ca 75 cm svagt skiktad sand som innehåller små lerklumpar. I sanden kan man iakttaga små "load-casts". Sanden överlagras av finmo- och grovmoskikt med en sammanlagd mäktighet av 30 cm. På detta ligger en skiktad grus-och sandkörtel. Denna har en utsträckning i ost-västlig led på 4 m och är 1 m tjock. Materialet i de enskilda skikten är grövst i körtelns östra del (stenigt grus), men blir allt finare åt väster (sand). Skikten stupar svagt mot öster. Över och väster om denna körtel finner man ett 30 cm tjockt sand- och grovmoskikt, som här och var uppvisar små "load-casts". Över detta ligger finmo- och grovmoskikt med en sammanlagd mäktighet av 30 cm. Lagerföljden på fig. 18 avslutas uppåt med ett 5 mm tjockt rött lerskikt.

Enhet 7A och 7B tolkas som ytbädd resp. mellanbädd i Ryahedens delta. Enhet 7C tolkas som bottenbädd då den är så gott som horisontellt skiktad samt innehåller tunna skikt av lera. Gränsen mellan enhet 7B och 7C måste av naturliga skäl bli flytande.

Företeelserna på fig. 18 ges följande tolkning: Denna sekvens ingår i enhet 7C och tillhör således deltats bottenbädd. Efter en lugn vinter då det undre lerskiktet avsattes kom våren med smältvatten och den undre packen med grovmo- och finmo började avsättas. På grund av tillfälligt ökad vattenföring eroderades underlaget - på sina ställen till och med ned genom lerskiktet. Lerklumpar slets loss och bäddades in i den sand som sedimenterade under detta skede. Lugnare förhållanden inträdde och grovmo-finmosedimentationen fortsatte. Därefter droppade gruskörteln ned, sannolikt från ett isberg, och lade sig på botten. Gruskörteln måste i detta skede ha varit frusen. Körteln eroderades av det rinnande vattnet och sand drogs ut i en svans nedströms om densamma. Sedimentationen av grovmo och finmo fortsatte till nästa vinter då ett nytt lerskikt avsattes. Slutsatsen blir alltså att detta är fråga om ett proximalt årsvarv med en mäktighet av ca 2 m.

Lokal 8, 1200 m väster om Rya vägport

Från järnvägen i norr och ca 100 m söderut stod fram till 1974 en schaktvägg genom Ryaheden. Denna skärning låg strax öster om den på topografiska kartan markerade vägen, i en naturlig svacka i terrängen. I skärningen uppmättes följande lagerföljd (se fig. 19).

Sedimenten vid lokalen indelas i 5 stratigrafiska enheter (A-E).

- 8A Denna enhet är den översta på lokalen och består av stenigt grus. Endast ett fåtal av stenarna är större än 5 cm. Enhetens mäktighet är 0.5 m.
- 8B Grusig sandig morän som visar en tydlig presstruktur. En riktningsanalys på 50 stenar gav ett klart maximum för riktningen ost-väst. De flesta stenarna var väl rundade. Enhetens mäktighet är 0.5 m.
- 8C I gränsen mellan moränen och den underlagrande enheten 8D kunde man här och var se ett 5 mm tjockt skikt av röd styv lera.

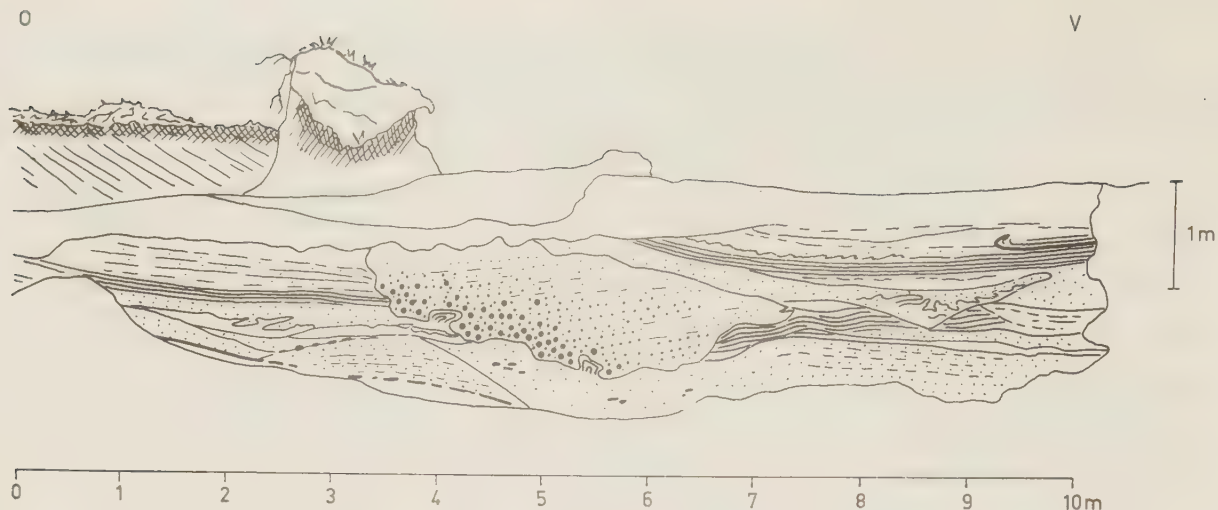


Fig. 18. Lokal 7, 1150 m väster om Rya vägport. Gruskörtel inlagrad i årsvarv i enhet 7C (bottenbädd).



Fig. 19. Lokal 8, 1200 m väster om Rya vägport. Uppifrån och ned: enhet 8A (yngre ytbädd), 8B (morän), 8C (äldre ytbädd) och 8D (mellanbädd).

8D Denna enhet består liksom enhet 8A av stenigt grus. Dess mäktighet uppgår till 0.4 m. Den undre gränsen är skarp.

8E Denna enhet består av sand och molager. Mäktigheten är minst 4 m.

I de övre delarna stupar lagren ca 30° mot väst och i de undre 7° - 8° mot väster.

Enhet 8D tolkas som deltats mellanbädd och enheterna 8A och 8C som dess ytbädd. Moränen (8B) mellan 8A och 8C finns endast i den naturliga svackan i deltat och kilar ut uppför sluttningen åt öster. Den torde vara avsatt när isen åter ryckte fram över sina tidigare avsatta sediment. Det tunna lerskiktet vid moränens bas (8C) tyder på att området stod under vatten vid detta tillfälle.

Lokal 9, 1050 m väster om Rya vägport.

Denna lokal består av ett område som de senaste åren varit utsatt för stark grusexploatering. Den är belägen ca 150 m öster om lokal 8 och består av flera täktväggar i olika riktningar och med schaktbotten på flera nivåer. Den viktigaste informationen har dock erhållits i en 150 m lång ost-västlig skärning samt i en kortare nord-sydlig. Hammarseismiska undersökningar på platsen gav som resultat ett jorddjup av 25 m.

Sedimenten vid denna lokal har indelats i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

För att ge en klarare bild av den geologiska situationen på lokalen beskrivs enheterna nerifrån och uppåt i lagerföljden.

9D Denna enhet är den understa på lokalen och består huvudsakligen av grovt stenigt grus eller rena sten- och blocklager som stupar mot väster. Lager av sand eller grusig sand påträffas också. Enheten, vars mäktighet uppgår till minst 8 m, har formen av en ås utsträckt i O-V-lig riktning. Den övre gränsen för denna enhet når som högst upp till ca 2 m under markytan. Enheten fanns exponerad längs hela den O-V-liga skärningen. Fig. 20 visar situationen i det läge då grusbrytningen hade passerat krönet på åsen.

- 9C Denna enhet, som överlagrar 9D, består av skiktad grovlera. Dess mäktighet varierar i skärningarna mellan 0.5 och 2 m. Den följer konformt övre gränsen för enhet 9D och är som tunnast över dess krön. På ett ställe saknades leran helt då lagret exakt över åsens krön brutits sönder med kantiga brottytor. Leran hade här ersatts av korsskiktad sand. Det har konstaterats att mäktigheten av denna lera ökar nedför den norra sluttningen av åsen. I dess undre del är skikten störda genom mindre skred. I den brantaste delen av den norra sluttningen av åsen har hela skällor av lera släppt och glidit ned mot norr (se fig. 20).
- 9B Denna enhet, som överlagrar 9C, består av välsorterade sand och molager stupande mot väster. Nedåt i lagerföljden avtar dock stupningen. Denna enhet, vars mäktighet uppgår till minst 9 m, återfinns endast i den nord-sydliga skärningen där den kilar ut upp mot åsens krön.
- 9A Detta är den översta enheten på lokalen och består av tämligen väl sorterat stenigt grus, oftast med horisontell lagring. Man finner även igenfyllda strömrännor där materialet är bättre sorterat och huvudsakligen består av grusig sand (se fig. 21). Enhetens mäktighet uppgår till ca 2 m.

Enhet 9D tolkas som en rullstensås avsatt subglacialt vid deglaciationen. Dess subglaciala karaktär bevisas genom fynd av några tunna, hårt packade moränlager som låg liksom klistrade på åsmaterialet. Enhet 9A, 9B och 9C tolkas som yt- mellan- och bottenbädd i Ryahedens delta. I extremläge över åsens krön finner man alltså yt- och bottenbädden medan mellanbädden saknas. Vattenströmmen över deltats ytbädd har på ett ställe över åsens krön brutit upp leran - denna befann sig möjligen i fruset tillstånd - och ersatt den med sand.

En spadborrning företogs intill den N-S-liga skärningen ca 50 m norr om åsens krön. Täkthottnen låg här ca 5 m högre än täkthottnen vid den O-V-liga skärningen med en schaktvägg av motsvarande höjd som skiljelinje. Syftet var, att jag ville ta reda på om lerlagret (9C) fortsatte in under Ryaheden mot



Fig. 20. Lokal 9, 1050 m väster om Rya vägport. Uppifrån och ned: enhet 9A (ytbädd), 9C (bottenbädd) och 9D (grovt isälvsgrus).



Fig. 21. Lokal 9, 1050 m väster om Rya vägport. Igenfylld strömränna i enhet 9A (ytbädd).

norr och om det kunde korreleras med enhet 10C. Grundvattenytan nåddes redan efter 1 m och borrhålet flöt igen utan att lerlagret nåddes. Detta visar dock att ett tätt dämmande lager existerar under täktbotten - i annat fall skulle inte grundvattenmagasinet kunna existera i detta läge.

Lokal 10, 300 m sydost om Ledsbacken.

Lokalen består av en stor grustäkt (350 x 200 m) norr om gamla riksväg 40 i Ryahedens distala del. Täkten är 4-5 m djup i den södra delen och 2.5-3 m i den norra. Deltaplanet ligger här 90 m ö.h. Ca 20 iskilar har påträffats i täktväggarna och det har konstaterats att de bildar ett sammanhängande polygonnät. I täktens sydvästra hörn undersöktes lagerföljden medelst skruvprovtagning (Bp 8) samt hammarseismik (S4) (se Pl. 1).

Bp 8

Skruvprovtagning med motorsond. Täktbotten ligger 4 m under deltaplanet.

- 0.0 - 1.7 m Grovmo som blir finare nedåt
- 1.7 - 2.0 m Skiktad finmo och mjäla
- 2.0 - 2.5 m Finmo och mjäla med lerskikt, årsvarv.
- 2.5 - 3.6 m Varvig lera som blir allt finare nedåt. Varvens tjocklek varierar mellan 5 mm och 5 cm. Tunna röda lerskikt markerar vinterskikten. Grovmo förekommer som tunna skikt. För övrigt dominerar mjäla
- 3.6 - 4.0 m Varvig lera. På dessa 40 cm räknades 6 årsvarv som var ca 5 cm tjocka
- 4.0 - 6.6 m Varvig lera. Varvens tjocklek varierar mellan 3 och 8 cm. Vinterskiktens tjocklek varierar mellan 5 och 8 mm
- 6.6 - 7.0 m Varvig mo och mjäla med tunna lerskikt.
- 7.0 - 7.5 m Skiktad finmo och grovmo
- 7.5 m Stopp, grovt friktionsmaterial

Prover togs i leran på följande nivåer för kornstorleksanalys (se bil. 1).



Fig. 22. Lokal 10, 300 m sydost om Ledsbacken. Uppifrån och ned: enhet 10A (ytbädd) och 10B (mellanbädd).



Fig. 23. Lokal 10, 300 m sydost om Ledsbacken. "Load casts" i enhet 10B (mellanbädd).

Prov nr	nivå m under täktbotten
29	3.75 - 3.90 m
30	4.70 - 4.85 m
31	5.75 - 5.90 m

S9

Resultat av hammarseismiska undersökningar vid Bp 8.

D ₁	0.00 - 1.70 m	V ₁ = 340 m/s	Mo, torr grundvattenytan på 1.70 m
D ₂	1.70 - 8.45 m	V ₂ = 1160 m/s	Lera
D ₃	8.45 - 14.35 m	V ₃ = 2160 m/s	Grovt friktionsmaterial, morän eller glacifluvium.
D ₄	14.35 m	V ₄ = 5100 m/s	Berg

Sedimenten vid lokal 10 indelas i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

- 10A Stenigt grus med en mäktighet av 1-1.5 m. Korsskiktning förekommer. Den undre gränsen är skarp (fig. 22).
- 10B Huvudsakligen sandiga och moiga lager som stupar mot väster (Fig. 22). Stupningen avtar nedåt i lagerföljden och sedimentet blir allt finare. Övergången mot den underlagrande enheten 10C är successiv och gränsen förläggs där röda lerskikt börjar uppträda i lagerföljden. Enhetens mäktighet är ca 5 m. I täktens sydvästra del förekommer på två nivåer mellan 2 och 3 m under markytan "load-cast" strukturer där sandiga lager sjunkit ned genom mera moiga lager och veckats (fig. 23). I den norra delen av tåkten upptäcktes ett horisontellt sandskikt som skar rätt igenom de mot väster stupande sand- och molagren. Skiktet som endast var några centimeter mäktigt låg ca 1 m under enhetens övre gräns. Den del av enheten som låg över skiktet hade förskjutits 30 cm åt väster.
- 10C Denna enhet består av varvig lera. Lerhalten ökar successivt nedåt men sjunker åter mot enhetens bas. Lerhalten på tre prover tagna i denna enhet varierar mellan 24% och 28% (se bil. 1). Ca 75 årsvarv har räknats i leran. Den undre gränsen är skarp och mäktigheten uppgår till 5.5 m.

- 10D Denna enhet, som är 7 m mäktig, har endast konstaterats genom hammarseismiska undersökningar. Gånghastigheten pekar mot att enheten består av grovt friktionsmaterial.

Tolkningen av enhet 10D är osäker. Enheten kan antingen vara uppbyggd av isälvsmaterial bildat vid isens första reträtt från området eller av morän avsatt under glaciationsskedet. Enheterna 10A, 10B och 10C utgör yt- mellan- och bottenbädden i Ryahedens delta. De 75 årsvarven i enhet 10C samt de överlagrande enheternas utseende och mäktighet antyder en trolig uppbyggnadstid för deltat på ca 100 år. Det horisontella sandskiktet i enhet 10B, i den norra delen av täkten, tolkas som glidytan för en horisontalförkastning. Materialet över skiktet har förskjutits västerut, troligen på grund av glacialtektoniska påkänningar vid en isframstöt i dalgången.

Lokal 11, Ledsbacken

Denna lokal består av en liten grustäkt omedelbart söder om gården Ledsbacken vid Ryahedens västra, distala del. Sedimenten vid denna lokal indelas i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

- 11A Denna översta enhet består av morän. I den mellersta delen av skärningen är moränen 0.5 m mäktig och uppvisar presstruktur. Mäktigheten ökar dock österut till 2-3 m. Den undre gränsen är skarp i täktens mellersta del men diffus i den östra delen.
- 11B Denna enhet finns representerad i skärningens mellersta del och består av skiktade sediment avsatta i ett tråg. Den övre delen utgörs av skiktad grovlera med presstrukturer. Nedåt i enheten uppträder allt grövre skikt av mo och sand. I enhetens bas dominerar mo. Den sammanlagda mäktigheten uppgår till 4 m.
- 11C Denna enhet, som är ca 2 m mäktig, består huvudsakligen av stenigt grus och underlagrar enhet 11A samt bildar trågets sidor. I den östra delen av skärningen är gränsen mellan det steniga gruset och moränen diffus.
- 11D Denna enhet består huvudsakligen av mo och återfinns i täktens botten. Mäktigheten är okänd.

Enheterna 11C och 11D tolkas som yt- och mellanbädd i Ryahedens delta. Tråget torde ha bildats då dödisblock, som blivit inbäddade i deltat smälte. De skiktade sedimenten i tråget (11B) avsattes sannolikt successivt i samma takt som tråget bildades. Moränen (11A) representerar en isframstöt i dalgången fram över de tidigare avsatta sedimenten.

Lokal 12, 350 m norr om Rya hållplats.

Lokalen utgörs av en 2 m djup husgrund omedelbart nordost om Bugärdestjärn, invid norra dalsidan.

Sedimenten vid lokalen uppdelas i 2 stratigrafiska enheter (A-B).

12A Denna enhet består av horisontellt lagrat grovt stenigt grus. Mäktigheten är ca 1 m.

12B Denna enhet består av grus-, sand- och molager, med västlig stupning.

Enheterna 12A och 12B tolkas som yt- resp. mellanbädd tillhörande Ryahedens delta.

Lokal 13, Grustäkten omedelbart nordväst om Rya vägport.

Grus har här brutits i det s.k. dödislandskapet. Verksamheten hade dock upphört 1970 och endast de övre delarna av lagerföljden kunde studeras. Täktnäggarna skar rätt igenom flera dödishålor.

Sedimenten vid denna lokal har slagits samman till en enhet (A).

13A Enheten består av mycket grovt ofullständigt sorterat stenigt grus. Stenarna var påtagligt kantiga. Materialet i ryggarna mellan dödishålorna var grövre och innehöll enstaka block (se fig. 24). Materialets skiktning följde tämligen konformt markytan. Mäktigheten på denna enhet uppgår till minst 5 m.

Enheten tolkas som ytbädd tillhörande Ryahedens delta och avsatt i supramarint läge. Hillefors (1969 s. 228) hävdar att östliga lagerstupningar i den övre delen av lagerföljden skall tolkas som uppströmslagring. Detta torde ej vara korrekt då skikten, som konformt följer markytan istället har böjts - i



Fig. 24. Lokal 13, omedelbart nordväst om Rya vägport.
Skärning genom dödishålor i Ryahedens proximaldel.

vissa fall med östlig stupning - som en följd av insjunkning orsakade av smältande dödisblock.

Lokal 14, Grustäkten omedelbart nordost om Rya vägport. Denna täkt sträcker sig från Rya vägport norr om järnvägen ca 200 m mot öster. Längst mot väster ligger dödisgropar tillhörande dödislandskapet i Ryahedens proximaldel. Österut finner man små rännor och terrasser ned mot järnvägen.

Sedimenten vid denna lokal indelas i 2 stratigrafiska enheter (A-B).

14A Denna översta enhet är ca 4 m mäktig och består av grovt kantigt, ofullständigt sorterat stenigt grus.

14B Grå, tämligen blockrik morän.

Enhet 14A tolkas som supramarint avsatt sandurmaterial.

Lokal 15, Aleslätten, 150 m norr om Fäxhult.

Runt gårdarna vid Aleslätten på den södra dalsidan utbreder sig en restterrass tillhörande Ryahedens delta. Den är 800 m lång och 400 m bred. Deltaplanet ligger längst åt väster ca 90 m ö.h. men stiger mot öster till 96 m ö.h. Norr om gården Fäxhult låg tidigare 2 kullar som höjde sig 8 m över deltaplanet. Här fanns även en sänka som torde ha varit en dödishåla liknande den runt Rya vägport. 1970 hade täktverksamheten drivits så långt att nästan hela planet norr om byvägen var borta. Endast ett litet område norr om gården Fäxhult återstod med de ur deltat uppstickande kullarna. Den norra kullen var nästan helt borta och en nord-sydlig täktvägg skar rakt genom den södra. Täktbotten ligger ca 10 m under deltatytan och ca 18 m under den södra kullens krön. Sedimenten vid denna lokal indelas i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

- 15A Denna enhet utgörs av den södra kullen och dess bas ligger i höjd med deltaplanet. Materialet består av sandiga grusiga lager och sliror med liten uthållighet. Enstaka sliror av morän förekommer också. Mäktigheten på denna enhet uppgår till 8 m, mätt vid kullens krön.
- 15B Denna enhet utgörs av grå, hårt packad grusig sandig morän. Detta moränlager är 0.6 m mäktigt och ligger horisontellt i lagerföljden i nivå med deltaplanet i söder. Under den norra kullen böjer det dock av nedåt (fig. 25).
- 15C Denna enhet består av horisontellt lagrat stenigt grus och är endast ca 0.5 m mäktig. Dess övre och undre gräns är skarpa (fig. 26).
- 15D Denna enhet består av grusiga, sandiga och även rent steniga lager. De sandiga lagren i botten på skärningen stupade ganska måttligt mot NNV, medan de grövre lagren i enhetens övre del stupade ca 30° mot väst.

Enheter 15C och 15D tolkas som yt- och mellanbädd tillhörande Ryahedens delta. Moränen (15B) har avsatts vid en isframstöt över deltat. På deltatytan fanns vid detta tillfälle hålormöjligen med ännu ej avsmälta dödisblock. Detta bevisas av



Fig. 25. Lokal 15, Aleslätten, 150 m norr om Fäxhult.
På deltaplanet har ett moränlager avsatts, samt
kullar av grus och sand. Beträffande stratigra-
fisk indelning, se fig. 26.



Fig. 26. Lokal 15, Aleslätten, 150 m norr om Fäxhult.
Detalj av fig. 25. Uppifrån och ned: enhet
15A (kullar av grus och sand), 15B (morän),
15C (ytbädd) och 15D (mellanbädd).

att moränlagret böjer av nedåt under den norra kullen. Enhet 15A tolkas som iskontaktsediment bildade då isen smälte av för andra gången.

Lokal 16, Skogstorpsterrassen, 500 m sydost om Rya vägport. På den södra dalsidan ca 500 m sydost om Rya vägport ligger en terrass 100 m ö.h. Vid fältarbetets början 1970 var den nästan helt utbruten. Det enda som återstod var ett litet plan, längst i sydost samt rester av en kulle som höjer sig ett par meter över planet. Utbrytningen av denna sista del kunde följas åren 1970--1975.

Efter vad som framkommit av gamla foton från 1960-talet tagna av Doc. Hillefors, Naturgeografiska inst. Lund, har topografin i den västra delen av denna terrass varit något kullig och täktväggarna visade en störd lagerföljd. Troligen är detta orsakat av tidigare dödisblock på samma sätt som vid området vid Rya vägport. I täktens östra del undersöktes lagerföljden medelst hammarseismik (S5) (Se Pl. 1).

S5

D_1	0.0 - 1.80 m	$V_1 = 300$ m/s	Sand, mo, torr
			Grundvattenytan på 1.80 m
D_2	1.80 - 5.50 m	$V_2 = 1450$ m/s	Sand, mo
D_3	5.50 - 16.65 m	$V_3 = 1840$ m/s	Grus, sten
D_4	16.65 m	$V_4 = 4960$ m/s	Berg

Sedimenten i denna lokal indelas i 4 stratigrafiska enheter (A-D).

- 16A Denna enhet består av ett mycket grovt ofullständigt sorterat stenigt grus. Materialet är dåligt rundat och mestadels horisontellt skiktat, men även korsskiktade bankar förekommer. Inemot södra dalsidan förekommer ca 20 cm mäktiga skikt av väl sorterad mo. Enheten är maximalt 4 m mäktig och den undre gränsen utgörs ibland av ett grovmoskikt (fig. 27).
- 16B Denna enhet liknar nästan helt 16A. Den enda skillnaden är att moskikten saknas. Mäktigheten är maximalt 4 m. Anledningen till varför enhet 16A och 16B inte



Fig. 27. Lokal 16, Skogstorpsterrassen. Överst enhet 16A (grovt stenigt grus), därunder enhet 16B (grovt stenigt grus). I gränsen mellan enheterna ligger ett grovmoskikt.



Fig. 28. Lokal 16, Skogstorpsterrassen. Förmodad iskil i enhet 16B (se fig. 27).

slås samman är två kilformiga sättningsstrukturer som påträffades i enhet 16B. Dessa erinrade mycket om iskilar men var av större dimensioner än den som påträffats i Ryahedens västra del. Den ena hade en längd av mer än 20 m och bestod av en ca 2 m bred tratt med nedböjda lager och en "infilling" av grovt grus. I trattens övre del hade mo sedimenterat i horisontella skikt. Detta molager var bräckt av sättningar i kilen (fig. 28). I samma stratigrafiska läge men 10 m längre åt väster fanns en annan kilformig struktur. Till skillnad från den förra var denna fylld med mo. Längs trattens väggar stod moskikten vertikalt men blev allt mer störda mot trattens mitt och upplöstes helt i en homogen massa. Även här hade det i trattens övre del sedimenterat mo i horisontella skikt. I den överlagrande enheten 16A kunde inga sättningar spåras. Längden på denna kil torde ha uppgått till minst 20 m. De två övre enheterna 16A och 16B avtog i mäktighet mot söder till ca 9 m men blev åter mäktigare intill södra dalsidan.

- 16C Denna enhet består av sand, och hade här en varierande mäktighet av maximalt 9 m. Sanden var skiktad och cross-bedding liksom "climbing ripples" kunde iakttagas. Skikten stupade svagt mot VSV. I denna enhet påträffades två stora kantiga block in under den södra dalsidan.
- 16D Denna enhet, som är 7 m mäktig, har endast konstaterats genom hammarseismiska undersökningar. Gånghastigheten pekar mot att enheten består av grovt grus och sten.

Enhet 16A och 16B tolkas som supramarint avsatt sandurmaterial. Kilarna i enhet 16B tolkas med viss tvekan som fossiliserade iskilar. Deras existens innebär ett avbrott i sedimentationen som varat minst så länge att fossiliseringen knappt äga rum. Denna hiatus i lagerföljden kan möjligtvis motsvara det isfria skedet innan den förnyade isframstöten i dalgången ägde rum. Enhet 16C tolkas som mellanbädd i Ryahedens delta. Möjligtvis kan i de lägre delarna av denna enhet, som

till största delen ligger under täktbotten, ingå sediment som skulle kunna tolkas som bottenbädd. Detta är dock inte konstaterat. Enheten torde ha avsatts helt nära den dåtida stranden.

7.1.3. Litostratigrafi i Mölndalsåns dalgång

I Mölndalsåns dalgång mellan Landvetter och Rya har lagerföljden från 16 lokaler undersökts. De stratigrafiska enheterna från dessa lokaler har sammanställts i en tabell (fig. 29) och grupperats i 10 stratigrafiska enheter. Den understa enheten, Kolabacken morän, representerar huvudglaciationen inom området. Skällared sten, grus och sand representerar glacifluviala avlagringar från tiden för deglaciationen av området. Detta gäller också för Snåkered sten och grus. Skillnaden är, att denna enhet endast representerar ytbädden i glacifluviala deltan från denna tid. Å-Rya lera representerar förändringen till glacio-marina förhållanden med sedimentation av skiktad grovlera. Denna lera är avsatt i bräckt vatten och är endast varvig i de innersta, östra delarna av dalgången. I den inre delen av dalgången övergår Å-Rya lera successivt i Ryaheden sand och mo som utgör mellanbädden i Ryahedens delta. Detta delta är enligt en strikt definition fluviatilt, då isen vid tiden för deltats bildande dragit sig längre upp i dalgången. Skogstorp sten och grus representerar ytbädden i Ryahedens delta, och är tidsmässigt jämförbar med Ryaheden sand och mo. Ledsbacken lera och mo är tidsmässigt jämförbar med vissa delar av Å-Rya lera men anträffas endast i de mest distala delarna av Ryaheden i stratigrafiskt läge mellan Skogstorp sten och grus och Lillhult morän. Det är tydligt att de distala delarna av Ryahedens delta låg under den dåtida havsytan när Ledsbacken lera och mo avsattes. Lillhult morän och Härryda sand och mo ligger i samma stratigrafiska läge och representerar sedimentationen vid en isframstöt i Mölndalsåns dalgång. Utbredningen av Lillhult morän ger en fingervisning om istungans utbredning i dalen. Härryda sand och mo representerar den proglaciala sedimentationen vid detta tillfälle. Rya sten och grus representerar sedimentationen efter den ovan nämnda istungans bortsmältande

Stratigrafiska enheter	Landvetter 1	Snåkered 2	Härryda deltat 3	Härryda gård 4	Å-Rya 5	Lilhult 6	Rydheden 7	Rydheden 8	Rydheden 9	Rydheden 10	Ledsbacken 11	Rydheden 12	Rya vagport 13	Rya vagport 14	Ålerlätten 15	Skogstorp 16
Landvetter sand och mo	1A															
Rya sten och grus								8A					13A	14A	15A	16A
Härryda sand och mo			3A	4A	5A	6A		8B			11A				15B	
Ledsbacken lera och mo								8C			11B					
Skogstorp sten och grus							7A	8D	9A	10A	11C	12A			15C	16B
Rydheden sand och mo							7B	8E	9B	10B	11D	12B			15D	16C
Å-Rya lera	1B	2A	3B	4B	5B	6C	7C		9C	10C						
Snåkered sten och grus		2B	3C 3D 3E													
Skällared sten, grus och sand.	1C	2C	3F		5C	6D			9D	10D						
Kolabacken morän	1D				5D					10D?				14B		

Fig. 29. Litostratigrafiska enheter och korrelationer i Mölndalsåns dalgång.

från den inre delen av Mölndalsåns dalgång. Landvetter sand
och mo representerar slutligen den postglacial fluviatila
sedimentation i dalgången.

7.2. Lensjöområdet

7.2.1. Morfologi

I dalgången mellan sjöarna Uspen och Lensjön har isälvsmaterial avsatts. Det s.k. Lensjöfältet är komplext uppbyggt och kan uppdelas i flera underområden (se fig.30).

Högt uppe på dalens västra sluttning, 120 m ö.h., ligger en 200 m lång ryggformad isälvsavlagring. Nedanför denna utbreder sig ett flackt fält med väl sorterad sand, som mot norr successivt övergår i grovmo. Detta fält ligger mellan 115 och 105 m ö.h. och avgränsas från det egentliga Lensjöfältet av en nord-sydlig bergribba. Även sluttningarna vid Uspens nordvästra strand består av väl sorterad grovmo utan egna ytformer.

Strax norr om Uspens norra ända ligger det lilla välutbildade Högsboholmsdeltat. Deltaplanet ligger 107 m ö.h. Distalsidan sluttar ca 30° ned mot en torvfylld sänka i väster. Från deltats proximalsida utgår en ås som kan följas ca 200 m mot nordost. Proximalbranten bär spår av iskontakt. Både norr och söder om deltat ligger dessutom dödishålor som avgränsar deltat mot omgivningen.

Den största delen av Lensjöfältet utgörs av ett plan 102--103 m ö.h. Det kan sägas rymmas inom en triangel mellan gårdarna Trädet, Bölet och Högsboholm. Den centrala delen av planet upptas dock av en stor långsträckt dödishåla, genom vilken Uspen avvattnas av Lensjöån ner mot Lensjön. Flera mindre torvfyllda dödishålor finns också nordväst om Högsboholm. Fälten norr om Högsboholm består i ytan av stenigt grus och sand. På nordvästra sidan om den dal, som den centrala dödisgropen utgör blir materialet allt finare och övergår via väl sorterad sand till grovmo vid Långemossens södra ända.

Området nordost om en linje genom Bölet och Sandkullen kännetecknas av oregelbundna ryggar i NV-SO-lig utsträckning. En hel del block syns i ytan. Avlagringen är till stor del utbruten.



Fig. 30. Jordartskarta över Lensjöfältet med omgivningar.

1. Isälvsmaterial
2. Torv
3. Morän och berg
4. Moränrygg

Beträffande inringade beteckningar, se kap. 7.2.2.

7.2.2. Stratigrafi

Lokal 17, Högsboholmsdeltat

Sedimenten vid denna lokal indelas i 2 stratigrafiska enheter (A-B).

- 17A Stenigt grus med en mäktighet av 2 m.
 17B Sandiga och moiga lager med måttlig västlig stupning. Sedimenten i denna enhet blir finare nedåt. Enhetens mäktighet överstiger 5 m.

Enheterna 17A och 17B tolkas som yt- resp. mellanbädd.

Lokal 18, väster om Sandkullen

Denna lokal utgörs av den södra väggen av grustäkten väster om Sandkullen. Sedimenten vid lokalen indelas i 3 stratigrafiska enheter (A-C).

- 18A Grovt stenigt grus med en mäktighet av 2 m.
 18B Enheten består huvudsakligen av väl sorterad horisontell skiktad sand. Tunna skikt av grovmo och finmo förekommer också. Mäktigheten uppgår till 2 m.
 18C Grovt stenigt grus med en mäktighet av 4 m.

Enhet 18C tolkas som isälvsgrus avsatt vid deglaciationen av området. Enhet 18B utgörs av isälvsmaterial och är avsatt mellan dödisblock i ett sakta strömmande vatten. Enhet 18A torde vara avsatt i grunt vatten med hög strömhastighet.

På två ställen norr om Högsboholm har lagerföljden i Lensjöfältet undersökts medelst hammarseismik (S6 och S7) (se fig.30).

S6

300 m NNV om Högsboholm

D_1	0.0 - 2.55	$V_1 = 340$ m/s	Sand, grus
			Grundvattenyta på 2.55 m
D_2	2.55- 10.80	$V_2 = 1900$ m/s	Grus, sten vattenmättat
D_3	10.80	$V_3 = 5000$ m/s	Berg

S7

300 m NNO om Högsboholm

D_1	0.0 - 0.90	$V_1 =$	350 m/s	Sand, lucker
D_2	0.90 - 6.65	$V_2 =$	455 m/s	Sand, hårdare packad
D_3	6.65	$V_3 =$	5000 m/s	Berg

Lokal 19, Området öster om Bölet

Området nordost om en linje genom Bölet och Sandkullen beskrivs av Hillefors (1969 s. 218) på följande sätt: "Inom kames och ablationsmoränområdet finns övergångar mellan typisk bottenmorän och rent isälvsmaterial, som mest förekommer inom lägre terräng i SV och V (fig. 181). Moränen över- och sidolagrar packar av rullstensgrus. Där terrängen är mera kuperad men också mera småbruten och rik på stora block förekommer ett rundstenigt-blockigt material med blågrått finkornigt matrix. Vid grustäkten rasar lätt detta material, medan däremot den blågrå, hårda bottenmoränen kan bilda överhäng i grustagen. Mot djupet ökar det vattentransporterade sand- och grusmaterial på bekostnad av det mera moränliknande. Successiva övergångar till lidmorän förekommer mot N och S".

Mörner (1969 s. 129) skriver om Lensjöfältet: "A very distinct terminal moraine zone passes between the two lakes in SSE-NNW with glacifluvial material outside and beneath till. At Högsboholm a till ridge runs along the eastern side of lake Uspen. An upper, uneven and probably supra-aquatic plain lies at +116.7 m. A lower plain at the northern end of Lake Uspen lies at +98.5 m. South of Lake Lensjön there are two big gravelpits (B812-813) with the following stratification B 812 at Sågbron:

A: 1-2 m of hardly sorted till-like coarse gravel and pebbles.

In the northern wall it is a typical till with very big boulders (up to 3-4 m diameter).

B: Stratified sand-gravel

The surface of the till is in NE +104.6 m and in SW +105.4 m. The surface of the sediments is in SW at +104.4 m, which seems to be a minimum value of the corresponding water level (probably an ice-lake). B 813 at the cottage 250 m NW of B 812: (Bölet, förf. anm.).



Fig. 31. Lensjöfältet norr om Högsboholm. Bilden är tagen från punkt S6 mot söder. Plan av grovt stenigt grus, med dödishålor.



Fig. 32. Lokal 19, Bölet. Regellös blandning av sorterade och osorterade jordarter i den övre enheten.

A: 3-4 m of basal till, hard and containing large boulders

B: 0.3 m of gravel

C: 0.1 m of grey fine silt

D: 0.1 m of sand

E: 0.25 m of varved silt

F: 0.4-0.5 m of gravel

G: at least 1-2 m of stratified sand-gravel, sometimes with stones and boulders at the surface, which may have dropped from icebergs.

Layers A and G extend throughout the whole gravel pit, while layers B-F only occur in the western part. The sediment are unevenly cut off by the till. The stratification shows a definite readvance. The question is whether the sediments were formed before the readvance to the Moslätt line or are much older. The circumstances in B 812, where the till changes over to coarse gravel, show that the till belongs to the Moslätt line and that, consequently, the sediment probably had been deposited just before the readvance to the Moslätt line."

Till detta vill jag göra följande kommentarer. Från den lilla höjden vid Sandkullen sträcker sig en 200 m lång moränrygg åt söder. Enligt hammarseismiska undersökningar är jorddjupet i ryggen 10 m. Någon moränrygg vid Uspens östra strand vid Högsboholm existerar dock inte på det sätt som Mörner (1969 Pl. 3) visar. Det supraakvatiska planet i detta område ligger kring 102-103 m ö.h. Plan på 116.7 resp. 98.5 m ö.h. har inte påträffats.

Täkterna vid Bölet låter sig knappast beskrivas i detalj (se fig.32). En kaotisk blandning av olika jordarter och lager förekommer här. Dock kan man tydligt urskilja en flera meter mäktig enhet med mer eller mindre moränliknande utseende underlagrat av en undre enhet av välsorterade horisontella lager av framför allt sand och grus. Materialet i den övre enheten växlar snabbt både i horisontell och vertikal led. Böjda fin-korniga grå moränlager avlöses av horisontellt skiktade lager med moränutseende, sliror av sorterat finmaterial, körtlar med grov sten etc. Enheten innehåller också gott om stora kantiga block.

I den norra täktväggen norr om Bölet kunde iakttagas att den överlagrande moränen låg som ett täcke över den ryggformade

avlagringen fram till vägen 100 m NNV om Bölet. Sydväst om vägen utbreder sig ett sandigt plan. Från brytpunkten mellan planet och ryggen nordväst om Bölet kan man följa en blocklinje i en båge mot nordväst. Strax sydost om vägkröken 400 m nordväst om Bölet börjar en moränrygg som med små avbrott kan följas ner till Kulladal. Moränens sammansättning i en skärning i vägkröken nordväst om Bölet är sandig grusig. Hillefors (1969 fig. 180 s. 217) dragning av moränryggen från vägkröken nordväst om Bölet längs Långemossens ostsida i sydlig riktning mot Högsboholmsdeltat är ej riktig. Moräntäcket är här tunt och eventuella ryggar är helt avhängiga av berggrundstopografin.

Lagerföljden vid Bölet är tydlig oscillatorisk och tyder på att ett stationärt israndläge har existerat där. Isranden torde ha gått längs ändmoränerna mellan Skallsjö och Bölet, över Sandkullen och vidare mot söder längs Uspens östra strand.

7.3. Skallsjöområdet

Vid Skallsjö delar Säveåns dalgång upp sig i två armar. Den norra, genom vilken Säveån rinner, innehåller endast små ackumulationer av isälvsmaterial. I den södra ligger Skallsjödeltat som en dalspärr. Deltaplanet är ca 500 m långt och distalbranten utgörs av en stor lob med distaldelen ca 94 m ö.h. Deltaplanet stiger jämt mot öster till ca 99 m ö.h. I deltats proximaldel övertväras dalen av en ändmorän i NV-SO-lig riktning. Vid den södra dalsidan böjer ryggen av mot öster och antar terrassform. I höjd med Floda egendom vill Hillefors förlägga ytterligare ett israndläge. Detta skall ligga vid den rygg som från den N-S-liga bidalen genom vilken Lensjövägen går, löper ut i huvuddalen. På ryggens sidor ligger ett par dödishålor, av vilka den västra är fylld med torv och den östra med glaciallera. I vägskärningen vid Skallsjö skola finner man endast grus och sand i denna rygg. En annan grusrygg kan följas från deltats proximalsida i ONO-lig riktning. Den försvinner in i den ovan nämnda ryggen strax norr om Skallsjö skola. Möjligen är detta deltats "feeding esker".

Inom detta område har endast få egna observationer kunnat göras, då grustäktverksamheten avslutats vid den tid då fältarbetet företogs. Enligt Hillefors (1969) är Skallsjödeltat uppbyggt på följande sätt: Ytbädden består av grusig sand samt stenigt, blockigt grus och blir grövre österut. Under ytbädden, i deltats västra partier, finns sand i jämna 2-3 dm mäktiga horisontella eller flackt mot norr stupande skikt. Närmast distalkanten blir stupningen NV-lig. Intill några dödisgropar invid södra dalsidan, samt närmast söder om landsvägen stupar skikten 25° mot väster. Här förekommer växlande lager av mo, sandigt grus och grovt blockigt grus. I botten av det större grustaget norr om landsvägen påträffade Hillefors två horisonter med glacial lera inlagrade i sand. Leran innehöll ca 50 årsvarv. I den överlagrande sanden påträffade han ett par klumpar av chokladbrun glacial lera. I en liten täkt i ändmoränen i deltats proximalparti fann Hillefors sandiga och grusiga-steniga skikt, som veckats och överlagrats av morän i en skälla.

Skallsjö kyrka ligger på en kulle bestående av glacifluvialt material. Inget är känt om kullens inre uppbyggnad och dess högsta punkt ligger ca 92 m ö.h., eller något lägre än Skallsjödeltats distala partier. Isälvs-material förekommer också inom Floda samhälle ner mot Säveån. Dessa förekomster är dock av ringa mäktighet och bildar endast i undantagsfall egna ytförmer.

En lokal av betydelse för tolkningen av deglaciationen inom Skallsjöområdet ligger vid Stenkullen, 2.5 km VSV om Skallsjödeltats proximaldel.

Lokal 20, 250 m söder om Stenkullens station.

Säveån har där skurit sig ned genom sedimenten och ca 20 m höga erosionsbranter har skapats. I den västra branten uppmättes följande lagerföljd. Sedimenten vid lokalen indelas i tre stratigrafiska enheter (A-C).

20A Lera med en mäktighet av ca 2 m.

20B Mycket hårt packad gråblå morän med en mäktighet av 2.5 m. 1.9 m under enhetens övre gräns finns ett grusskikt. Enhetens undre gräns är ej helt skarp.

20C Denna enhet består från dess övre gräns och nedåt av grovmo, sand och underst grus. Ett parti med nästan enbart väl rundade stenar iakttogs mitt i enheten.

Enhet 20C tolkas som isälvsmaterial avsatt när huvudisen drog sig tillbaka. Moränen (20B) är avsatt vid en isframstöt i dalgången. Leran (20A) avsattes under det marina skedet efter det att istungan smält bort.

7.4. Berghemsmoränens sträckning

I inledningen nämns något om Berghemsmoränens upptäckt och dess sträckning. På senare tid är det framför allt Hillefors (1969) och Mörner (1969) som arbetat med Berghemsmoränen inom det aktuella undersökningsområdet. Även Gillberg (1956a,b) har diskuterat Berghemsmoränen inom detta område, men hans arbeten är översiktliga och rörde framför allt dalgångarna.

Mörner (1969) delar på grundval av "well fixed (morphologically) and closely dated (C^{14} and pollen) shorelines" upp Berghemsmoränen i Moslättlinjen och Berghemslinjen, varav Moslättlinjen är något äldre och ligger utanför Berghemslinjen.

Mörners Moslättlinje korsar Storåns dalgång strax sydväst om Bosgården. Han drar linjen vidare längs den nordvästra sidan av Storåns dalgång, väster om Rävlanda, upp till Hindås samhälle och ut i V.Nedsjön, över höjdområdena norr om Hindås, ned utmed Uspens östra strand, mellan Uspen och Lensjön, över Säveåns dalgång vid Skallsjö och upp mot Gråbodeltat (Moslättdeltat). Norr om Gråbodeltat drar han israndlinjen som små lobar in i en rad små sjöar mellan Gråbo och Kollanda.

Berghemslinjen drar Mörner (1969) över Värredsdeltat vid Rävlanda, upp längs Ö.Nedsjöns västra strand, öster om Vibosjön, ned över Näs vid Sävelången, över Mjörn och mot Gethult vid Östad.

Hillefors (1969) skiljer inte ut något andra israndläge och drar Berghemsmoränen över det aktuella undersökningsområdet i en linje, Ö.Nedsjön, Lensjöområdet, Skallsjödeltat, Gråbodeltat.

I Storåns dalgångs inre del finns endast en större glacifluvial ackumulation, som direkt skulle kunna sättas i samband med Berghemsmoränen. Det är Värredsdeltat vid Rävlanda. Det är en kilometer långt och 500 m brett och utfyller halva dalgången. Den nordöstra sluttningen är betydligt brantare än de övriga (trolig iskontakt enligt Mörner 1969). Inga skärningar finns i detta delta.

En annan bildning som kan sättas i samband med Berghemsmoränen i Storåns dalgång är en isälvsavlagring vid Backa, söder om Rävlanda.

Lokal 21, 500 m nordväst om Backa, 3 km söder om Rävlanda. Lokalen utgörs av en liten kulle med plan överyta ca 75 m ö.h. mitt i Storåns dalgång. Grusbrytning har pågått här under ett antal år och upp till 20 m höga skärningar har skapats. Täkten kan uppdelas i en 150 m lång O-V-lig skärning samt flankerande ca 50 m långa N-S-liga skärningar. Sedimenten indelas i tre stratigrafiska enheter (A-C).

- 21A Denna översta enhet består av sorterade och osorterade jordarter, och återfinns i den östra delen av grustäkten. Materialet består av sand och grus i sliriga och störda lager med sliror och körtlar av morän i de övre delarna (fig. 33).
- 21B Denna enhet består av 4-5 m varvig rödbrun glacial lera. Varvigheten är diffus och antalet årsvarv torde ligga mellan 60 och 70.
- 21C Denna enhet består av sandiga, grusiga lager som konformt ligger lagrade på en kärna av grovt stenigt grus. Mäktigheten uppgår till ca 15 m.

I den västra delen av täkten saknas enhet 21A. Här bildar i stället leran (21B) markytan. Enhet 21A är starkt tektoniserad och överskjutningar och veck förekommer allmänt. I gränsen mellan denna enhet och leran (21B) har leran och delar av den underlagrande sanden och gruset (21C) blivit uppböjda och avklippta så att lagren stupar starkt mot sydväst (fig. 34). I leran finns här serier av små förkastningar som visar att tektoniseringen skedde från nordväst mot sydöst. Även i de uppböjda delarna av den underlagrande sanden och gruset (20C) finns liknande förkastningar. Omedelbart öster om de uppböjda delarna av enheterna 21A och 21B finner man flera steniga, sliriga moränskikt som är 20-50 cm mäktiga och mellanlagrade av sand.

Lagerföljden tolkas på följande sätt: Vid isens reträtt avlagrades först det grova steniga grusiga materialet, som ovan beskrivits som åskärna och därefter den konformt lagrade kappan av sand och grus (21C). Så småningom hade isen dragit sig så långt tillbaka att lugnvattenförhållanden inträdde och den glaciala leran (20B) avsattes. Efter ett minst 60-70 år långt intervall ryckte isen åter fram och orsakade de kraftiga störningarna i bildningen. Istrycket kom från nordväst.



Fig. 33. Lokal 21, 500 m nordväst om Backa. Enhet 21A, sliror och körtlar av morän i sorterade sediment av sand och grus.



Fig. 34. Lokal 21, 500 m nordväst om Backa. Uppböjda och förkastade lager från enheterna 21B (lera, uppåt till höger) och 21C (isälvsmaterial, mitt i bilden). Till vänster enhet 21A (morän, sand och grus).

Dalgången mellan Bollebygd och Rävlanda går i ONO-VSV-lig riktning men svänger vid Rävlanda av mot söder. I vinkeln ligger den 150 m höga Buaråsen på dalens östsida, och bakom denna finns ett pass på 125 m ö.h. som utgör en "genväg" mellan Rävlanda (Värred) och Backa. Antar man att isen före sin oscillation drog sig så långt tillbaka som till Rävlanda varvid Värredsdeltat bildades, så är det logiskt att tänka sig att isen vid framryckningen i första hand gick rakt västerut mot Björboås och Gräsryd och fyllde ut slätten vid Rävlanda innan den ryckte söderut in i den smalare N-S-liga delen av Storåns dalgång. När iskanten stod vid Gräsryd skulle en isgradient på 2 m/100 vara tillräcklig för att isen skulle breda ut sig över höjdplataerna söder om Värred och glida ned mot Backa österifrån. Förhållandena vid Backa ger vid handen att isen - åtminstone under skedet av framryckning - rörde sig tämligen oberoende av terrängen mellan dalgångarna och att endast mindre istungor existerade i dalgångarna.

Vid Ryadal, 2 km nordväst om Rävlanda, ligger på den västra sluttningen av en smal och djup N-S-lig dalgång en 300 m lång moränrygg. Dess krön är mycket skarpt och består mest av stora block (fig. 35). En kort parallellrygg kan ses strax väster om huvudryggen. Det första intrycket är att moränryggen med sitt spetsiga krön borde ha bildats som en sprickfyllnad i en dödisrest i dalgången. De flesta blocken består av mer eller mindre kubiska bitar av en grå gnejs som förekommer i omgivningen. Så gott som alla block är avlagrade så att gnejsens bandning intar samma orientering. Orienteringen som f.ö. sammanfaller med den omgivande gnejsens strykning och stupning. Om blocken vore nedrasade i en spricka i isen hade de inte intagit samma orientering. Det är alltså troligt att detta är en ändmorän och att blocken plockats upp strax öster om ryggen och efter en mycket kort transportsträcka avlastats framför isen som en ändmorän. Det är dock möjligt att dödis legat kvar som ett stöd väster om ryggen och hjälpt till att skapa den skarpa formen.

3 km NNV om Rävlanda finns en 500 m lång moränrygg som övertvårar landsvägen mellan Hindås och Rävlanda. I södra delen är ryggen några meter hög, men blir lägre och flackare mot norr. Denna rygg ligger också på den västra sluttningen av samma dalgång som ryggen vid Rydal och dess riktning är N-S-lig.



Fig. 35. Moränrygg vid Rydal, 2 km nordväst om Rävlanda.
Hunden på bilden är 72 cm hög.



Fig. 36. Moränrygg 500 m sydost om Hindås järnvägsstation.
Bilden är tagen mot norr.

500 m sydost om Hindås järnvägsstation ligger en ca 400 m lång moränrygg i N-S-lig riktning. Denna rygg ligger också på kanten av en trång djup dalgång. På västra sidan ligger ett litet kärr och ryggen höjer sig maximalt 4 m över kärrret. Ryggen består av flera mindre delar som bildar mot öster svagt böjda bågar med några meters mellanrum (fig. 36).

Mörner (1969 s. 129) omnämner två mycket väl markerade ryggar från kullarna söder om Hindås. Det är oklart om han i dessa räknar in ryggen 500 m sydväst om Hindås järnvägsstation, som är den enda moränryggen i detta område. De övriga utgöres av berggribbor med ett tunt moräntäcke.

I förlängningen av denna moränrygg ligger den av Mörner (1969) omnämnda ryggen vid Hindås villastad. Den bildar en halvö ut från V.Nedsjöns södra strand och utgör den östra begränsningen av åsnätet/kittelfältet vid Hindås. Strax norr om halvön ligger den lilla Bockön, som dock består av berg. Denna markanta rygg är tämligen rik på block, och en stor mängd av de mindre blocken har lagts upp i stenmurar runt de äldre husen. Nästan alla blocken består av ögongnejs som har ett karaktäristiskt utseende och är lätta att identifiera. Enligt Ahlin (in manus) går ett smalt stråk av denna bergart genom V.Nedsjön i N-S-lig riktning från Meteberget vid sjöns norra strand, över Bockön och halvön med moränryggen. Den östra begränsningen för detta stråk med ögongnejs följer halvöns och Bocköns östra stränder. Öster om detta stråk följer en delvis hårt tektoniserad intermediär gnejs med mylonitiska partier. Moränryggen är alltså uppbyggd av mycket lokalt material - åtminstone vad beträffar block och stenfraktionen. Jämför för övrigt förhållandena vid moränryggen vid Rydal.

Av de nu behandlade ändmoränerna ligger alltså tre på västsluttningen av trånga djupa dalar, och två innehåller bevisligen till stor del material, som är upphämtat av isen inom ett tiotal meter från deponeringsplatsen. Jag tolkar alla dessa ryggar som ändmoräner.

Området söder om Lensjöfältet beskrivs av Hillefors (1969 s. 218) på följande sätt: "Söderut utbreder sig vid Högsboholm på Uspens östra sluttning mäktig morän som är klädd med lövskog". Hillefors sätter tydligen denna moränförtjockning i samband med israndlinjen mellan Lensjöfältet och Skallsjö.

700 m norr om Björboås, på sluttningen ned mot Uspens östra strand, ligger en serie om tre moränryggar. De löper ut svagt solfjädersformigt från en bergknalle i norr. Ryggarnas längd är ca 100 m, höjden max 3 m och deras krön är beströdda med block. Den östligaste ryggen övertvårar vägen mellan Björboås och Högsboholm i sydvästlig riktning och kan följas ett stycke upp i sluttningen. I vägskärningen kan man konstatera att materialet består både av morän och sorterade jordarter. Dessa ryggar ger otvivelaktigt sken av ändmoräner, vilket tyder på en aktiv isfront.

Israndbildningen vid Lensjön-Skallsjöområdet tillhör Berg-hemsmoränen men har behandlats på annat ställe och berörs inte här.

Vid Kusebacka, på den norra sidan av Säveåns dalgång, mitt för ändmoränen på Skallsjödeltat, ligger en 400 m lång moränrygg i NV-SO-lig riktning. Dess norra del är numera bortgrävd i samband med husbygge. Ryggen utgick här från en liten bergknalle och var väl markerad i terrängen. Den fortsätter mot sydost snett över en liten N-S-lig dalgång och löper sedan ut med sydvästsluttningen av ett mindre berg. Moränryggen antar här nästan terrassform. Endast en svag kavitet kan ses mellan morän och berg. Moränryggen flackar sedan ut och försvinner helt i sluttningen ned mot Säveån. Vid schaktningsarbeten för husbygge i den norra delen kunde följande iakttagelse göras. Den 3 m höga ryggen bestod här till största delen av sandigmoig morän, med hög blockhalt. På någon meters djup var moränen genomsatt av sliror med sand och grus och under detta fann man brottstycken av röd glacial lera. Omedelbart nordost om moränryggen finns en liten bassäng fylld med glacial lera och torv. Det är högst sannolikt att leran i ryggen härstammar från den lilla bassängen och att den plockats upp av isen vid en framstöt. Isen har vid framstöten inte hindrats av det 30 m höga berget omedelbart nordost om ryggen utan har glidit över berget och avsatt en ändmorän på dess sydvästra sluttning.

1 km nordväst om Kusebacka ligger ytterligare en moränrygg. Den har formen av en flack båge som öppnar sig mot öster. Från Knabbarna kan den följas som en 2 m hög rygg 400 m mot norr. Den södra ändan utgöres dock av en ca 10 m hög kulle - möjligtvis är kullen delvis berggrundsbetingad.

Gråbodeltat har sedan länge ansetts ingå i Berghemsmoränen (Gillberg 1956b) och är en av de största isälvsavlagringarna på västkusten (Knutsson 1969). Deltat ligger på den norra dalsidan av Lärjedalen och når upp till 102-104 m ö.h. (Hillefors 1969). Gillberg (1952) anger högsta kustlinjen vid Gråbodeltat till 103 m ö.h. För närmare beskrivning av Gråbodeltat hänvisas till Hillefors (1969 s. 195), Mörner (1969 s. 130) samt Magnusson (1978 s. 81). Magnusson anser att Gråbodeltat består av två eller tre generationer av isälvssediment. Den första generationen bildades vid huvudisens tillbakaryckning. Den andra och tredje bildades i samband med isframstötter. Förekomster av lager av glacial lera och morän inlagrat i isälvssediment visar att isframstötter inträffat. I dalgången, södra Gråbodeltat, kunde emellertid en istunga tränga längre mot väster. Magnusson omnämner en lokal, som är av intresse i detta sammanhang: Söder om Bergsgården, ca 3 km VSV om Gråbodeltats proximaldel, ligger några kullar som under ett ytlager av glacial grovlera, synes bestå av en jordart påminnande om moränlera. Som hypotes förmodar Magnusson att avlagringen skett i samband med den isframstöt som gett upphov till den yngsta delen av Gråbodeltat.

Jordartskartan Göteborg SO (SGU Ser. Ae nr 26) visar NNV om Gråbodeltat ett stråk med mäktigare moräntäcke, här och var betecknad som blockrik. Enligt min mening utgör denna zon en fortsättning av Berghemsmoränen norr om Gråbo. Denna zon berör västkanten av den serie sjöar mellan Gråbo och Kollanda i vilka Mörner (1969 s. 131) har dragit en israndlinje som en serie lober. Mörners antagande om isens utsträckning under denna tid torde alltså vara riktig - några islobor existerade dock aldrig här.

Längs Ö.Nedsjöns sydvästra strand sträcker sig en nästan kilometerlång moränrygg. Den höjer sig maximalt 6-8 m över terrängen i väster. Den branta östliga sluttningen fortsätter ut i Ö.Nedsjön ned till ett djup av 65 m, 400 m från stranden. Både Hillefors (1969 s. 270) och Mörner (1969 s. 138) anser att denna rygg ingår i Berghemsmoränen.

Denna rygg har sin fortsättning nordost om Äskegårde mellan Nedsjöarna. Här ligger en zon med moränryggar avsatta i riktning mellan N15°V och N45°V. Området mellan Nedsjöarna kännetecknas för övrigt av ett ovanligt mäktigt jordtäcke enligt uppgifter från brunnsbörare.



Fig. 37. Moränrygg på toppen av Nessaråsen, sydost om Ö.Nedsjön.



Fig. 38. Moränrygg på norra sluttningen av Nessaråsen. I bakgrunden fortsätter ryggen längs Ö.Nedsjöns västra strand.



Fig. 39. Moränryggar vid Ö.Nedsjön.

Sydost om Ö.Nedsjöns sydända ligger den 233 m höga Nessaråsen. Denna utgör den högsta punkten i trakten och ligger 110 m över Ö.Nedsjöns yta. Ekström (1955 s. 62) skriver om denna ås: "Den täcks av en moränrygg, med ganska stora rundade block. Dessa ligger strödda ovanpå moränryggen och som en sträng utmed dennas västsida" (fig. 37). Denna svagt vindlande moränrygg kan följas söderut till en punkt 200 m söder om Aborrtjärn. Norrut kan den följas i en mot väster svängande båge nedför Nessaråsens branta nordsluttning (fig. 38), samt utmed Ö.Nedsjöns södra strand. Det är uppenbart, att den har sin fortsättning i moränryggen längs Ö.Nedsjöns sydvästra strand (fig. 39).

Mörner (1969 s. 138) hävdar att moränryggen mellan Nedsjöarna fortsätter med mer eller mindre långa avbrott till Sävelången. Trots noggranna rekognoseringar och besök vid Mörners lokaler har jag inte funnit några spår av israndbildningar, varken oscillationlagerföljder eller moränryggar.

Den SSO-NNV-liga ryggen längs vägen vid Näs som Mörner (1969) anser vara ändmorän är helt berggrundsbetingad och utgör en fortsättning av Getåsen söder om Sävelången.

Nedsjöarnas bäcken utgör det enda område mellan Mjörn och Storåns dalgång där dubbla israndlägen säkert har kunnat konstateras - egentligen tredubbelt, då man också bör medtaga isframstöten över Ryaheden. För övrigt kan man inte på morfologiska grunder tidsmässigt korrelera de olika moränryggarna med varandra. Det förefaller mig sålunda bättre att betrakta Berghemsmoränen som en några kilometer bred zon, än att dela upp den i flera linjer.

8. Biostratigrafiska undersökning

8.1. Problemställning

I början av 70-talet framkom resultat av biostratigrafiska undersökningar från Smålands inland vilka gav anmärkningsvärt höga ^{14}C -åldrar på de tidigast avsatta organiska sedimenten (Bjelm 1976, Berglund 1976). Då lervarvskronologin i Småland visade sig lida av svåra brister fann Bjelm (1976) att dateringar med annan metodik var nödvändiga. Bjelms dateringar från Åkerhultagölen vid Tomtabacken gav en högsta ålder av $12\,610 \pm 190$ BP. Den första tanken var, att den höga åldern från sedimenten från Tomtabacken berodde på att de högst belägna delarna av sydsvenska höglandet framsmält som nunatakker. Då det under 70-talet framkommit en hel del uppgifter som pekade mot att den dittills rådande deglaciationkronologin och deglaciationsmodellen för Sydsverige skulle vara i behov av en revidering, startade Kvartärgeologiska avdelningen vid Lunds universitet ett projekt kallat "Deglaciationen av södra Sverige" (Berglund 1976). Projektet indelades i två underavdelningar: 1) Litostratigrafiska nyckelområden, 2) Biostratigrafiska traverser.

För att få upplysningar om deglaciationskronologin i Väst-sverige och för att testa Gillbergs deglaciationsmodell (Gillberg 1945, 1948, 1956b) beslöts att komplettera de glacialgeologiska studierna med biostratigrafiska undersökningar.

Berglund (1976 s. 15) skriver: "Modern biostratigraphy based on pollenanalytical studies with the aim of dating the deglaciation should preferably be performed in the following way. Transects, parallel to the deglaciation direction, with lake sediment cores are the basis for the analyses of environmental changes and the absolute chronology, i.e. most important are pollen analysis and radiocarbon datings. Pollen assemblage zones are defined for each site/region, radiocarbon dated and correlated in a time space diagram showing changes of tundra and woodland ecosystem along the very transect." Sålunda utvaldes en serie sjöar mellan Härryda och Ulricehamn för biostratigrafiska undersökningar av de seneglaciala lagren. Sjöarna skulle väljas så att de i möjligaste mån bildade en

rät linje, parallell med deglaciationsriktningen. De skulle ligga så högt att kalkens inverkan från Kambrosilurområdet i Västergötland kunde undvikas (se Gillberg 1955, 1965). Dessutom borde de ligga så att möjligheten för kvardröjande dödisblock vid deglaciationen var ringa. Vidare borde sedimentationshastigheten under senglacial tid vara så hög att urskiljning av de tidigaste vegetationsfaserna möjliggjordes. Tillförlitliga ^{14}C -dateringar förutsätter också en god tidsupplösning. De tre sjöarna som visade sig lämpliga var Björksjödamm vid Rya, Fällsjön nordväst om Borås samt Ljungsjön sydväst om Ulricehamn. Sedimenten i dessa bassänger möjliggör en acceptabel tidsupplösning men den låga sedimentationshastigheten försvårar ändå korrelationer till lagerföljder i sydligaste Sverige.

8.2. Stratigrafi

Björksjödamm

Björksjödamm är belägen 1 km norr om Rya och utgörs av en mossegöl ca 87 m ö.h. Den öppna vattenytan är nu ca 100 x 30 m. Ursprungligen har den utgjorts av en sjö 150 x 150 m. Ett tillflöde i form av en bäck från Öjesjön i norr medför en viss vattengenomströmning av gölen. Provtagningen utfördes från isen 1977-03-25 med 10 cm Livinstoneprovtagare. Vattendjupet var 2 m. Det största vattendjupet i gölen torde uppgå till ca 3 m. Borrkärnan omfattar lagerföljden mellan 7.50 och 8.50 m under vattenytan och är tagen i gölens västra del.

Djup under vattenytan (m)	Lager nr.	Beskrivning
7.50 - 7.66	(9)	<u>Findetritusgyttja</u> mörkt svartgrön, mycket svagt lerig. Glödningsförlust: >25%. Composition: Ld^0_4 , (Ag+As)+.
7.66 - 7.76	(8)	<u>Lerig findetritusgyttja</u> , mörkt grågrön. Glödningsförlust: 15 - 25%. Comp: Ld^0_3 , (Ag+As)1, Lim.sup.0.

- 7.76 - 7.90 (7) Lergyttja, mörkt grågrön, omkr.
7.80 - 7.82 gråare färg p.g.a. högre lerhalt. Glödningsförlust: 4 - 15%, successivt ökande uppåt. Comp: $\text{Ld}^0 2$, (Ag+As)2 Lim.sup.0.
- 7.90 - 8.08 (6) Lera, grå, svagt gyttjig. Glödningsförlust: 1 - 2%. Rikligt med mossor 8.05 - 8.07 m. Comp: Tb+, Ld+, (Ag+As)4, Lim.sup.1.
- 8.08 - 8.23 (5) Gyttjig lera, grågrön, något mörkare färg 8.15 - 8.18. Glödningsförlust: ca 3%. Comp: $\text{Ld}^0 0.5$, (Ag+As)4. Lim.sup.0.
- 8.23 - 8.34 (4) Gyttjig lera, grågrön, något ljusare färg 8.08 - 8.12. Glödningsförlust: 3 - 5%. Comp: Ld 1, (Ag+As)3. Lim.sup.1.
- 8.34 - 8.36 (3) Gyttjig lera, grå, Glödningsförlust: 2%. Comp: Ld 0.5, (Ag+As)4. Lim.sup.2.
- 8.36 - 8.45 (2) Gyttjig lera, grågrön. Glödningsförlust: ca 2%, nära 3% i övre delen. Comp: Ld 0.5, (Ag+As)4. Lim.sup.1.
Vid 8.39 en cm-stor pinne av björk.
- 8.45 - 8.50 (1) Silt, grå, svagt gyttjig 8.45 - 8.48, i denna del. Glödningsförlust: ca 1%, därunder <1%. Comp: Ld+, Ag4. Lim.sup.1.

Fjällsjön I

Fjällsjön är belägen 3 km sydost om Sandhult, nordväst om Borås, 285 m ö.h. Sjön, som har en öppen vattenyta av ca 150 x 150 m, är till hälften omgiven av myrmark. Tillflöde och avlopp sker via små bäckar. Vattenomsättningen torde vara långsam. Provtagningen skedde i juli 1975 med 10 cm Livingstoneprovtagare från flotte. Vattendjupet var 4 m, vilket också är det största vattendjupet i sjön. Borrkärnan omfattar lagerföljden mellan 7.68 och 8.50 m under vattenytan och är tagen mitt i sjön.

Djup under vattenytan (m)	Lager nr.	Beskrivning
7.68 - 7.98	(8)	<u>Findetritusgyttja</u> , mörkbrun. Glödningsförlust: 32 - 40%. Comp: Ld ⁰ 4.
7.98 - 8.02	(7)	<u>Findetritusgyttja</u> , mörkbrun, FeS-färgad. Glödningsförlust: 23 - 34%. Comp: Ld ⁰ 4.
8.02 - 8.32	(6)	<u>Lerig findetritusgyttja</u> , mörkt brungrå. FeS-laminerad 8.11 - 8.32. Tunt silt-skikt på 8.31 m. Glödningsförlust: 11 - 23%. Comp: Ld ⁰ 3, (Ag+As)1. Lim.sup.1.
8.32 - 8.43	(3-5)	<u>Lergyttja</u> , mörkt brungrön. På 8.40 - 8.41 m grått siltskikt (lager 4). Glödningsförlust: 6 - 17%. Successivt ökande uppåt. Comp: Ld ⁰ 2, (Ag+As)2. Lim.sup.0.
8.43 - 8.48	(2)	Gyttjig lerig silt, grågrön. Glödningsförlust: 2 - 6%. Comp: Ld 1, Ag2, As1. Lim.sup.0.
8.48 - 8.50	(1)	<u>Silt</u> , grå, svagt gyttjig. Glödningsförlust: <2%. Comp: Ld+, Ag4, As+. Lim.sup.1.

Fjällsjön II

Fjällsjön är belägen 3 km sydost om Sandhult, nordväst om Borås, 285 m ö.h. Sjön, som har en öppen vattenyta av ca 150 x 150 m, är till hälften omgiven av myrmark. Tillflöde och avlopp sker via små bäckar. Vattenomsättningen torde vara långsam. Provtagningen skedde i juli 1975 med 10 cm Livingstoneprovtagare. Borrkärnan omfattar lagerföljden mellan 5.44 och 6.50 m under markytan och är tagen vid den nordvästra sjökanten.

Djup under markytan (m)	Lager nr.	Beskrivning
5.44 - 6.11	(5)	<u>Findetritusgyttja</u> , mörkt brungrön. Glödningsförlust: 11 - 65% (ökande uppåt). Comp: Ld ⁰ 4.
6.11 - 6.33	(4)	<u>Lerig findetritusgyttja</u> , grågrön. Glödningsförlust: 12 - 16%. Comp: Ld ⁰ 3, (Ag+As)1, Lim.sup.0.

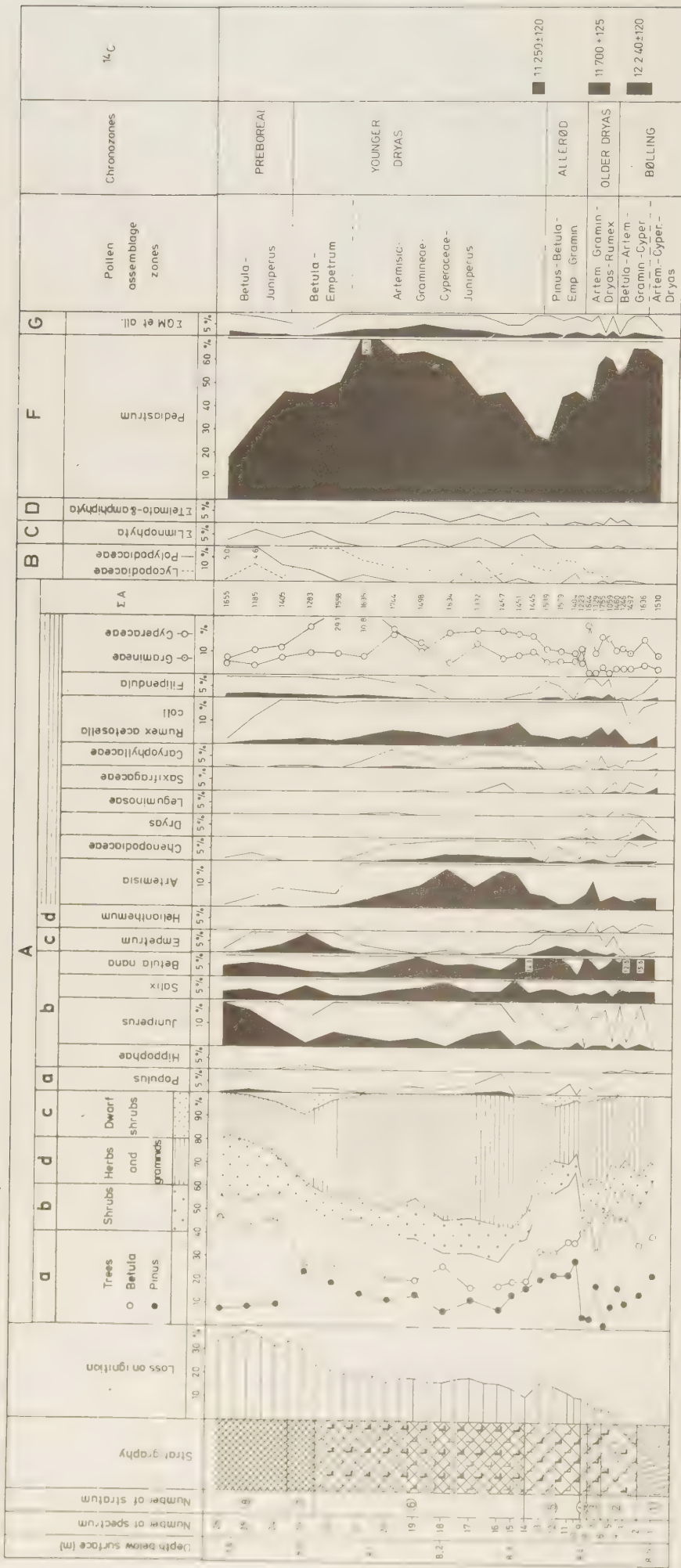
6.33 - 6.42	(3)	<u>Lergyttja</u> , mörkt brungrön, Glödningsförlust: 9 - 15% (ökande uppåt). Comp: Ld^02 , (Ag+As)1, Lim.sup.1.
6.42 - 6.50	(2)	<u>Gyttjig lerig silt</u> , grågrön. Glödningsförlust: 4 - 9% (ökande uppåt). Comp: Ld^01 , Ag2, As1, Lim.sup.0.
6.50 -	(1)	<u>Silt</u> , ljusgrå, Comp: Ag4, As+, Lim.sup.1.

Ljungsjön

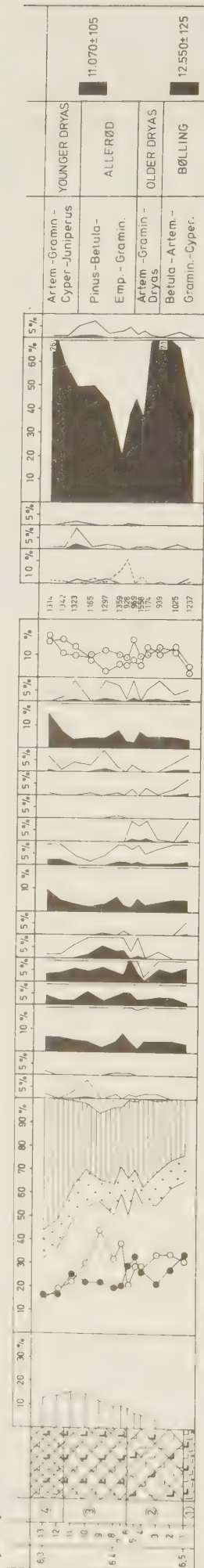
Ljungsjön är belägen 2.5 km norr om Tvärred, sydväst om Ulricehamn och utgörs av en mossegöl ca 300 m ö.h. Den öppna vattenytan är ca 200 x 75 m. Ursprungligen har den utgjorts av en sjö 350 x 150 m. Vattenomsättningen är långsam. Provtagningen skedde i juli 1975 med 10 cm Livingstoneprovtagare. Borrkärnan omfattar lagerföljden mellan 7.90 och 8.75 m under markytan och är tagen vid den östra sjökanten.

Djup under markytan(m)	Lager nr.	Beskrivning
7.90 - 8.17	(6)	<u>Lerig findetritusgyttja</u> , grönbrun, Glödningsförlust: 16 - 33%. Comp: Ld^03 , (Ag+As)1.
8.17 - 8.39	(5)	<u>Lergyttja</u> , grågrön. Mossor förekommer. Glödningsförlust: 7 - 14%. Comp: Ld^02 , (Ag+As)2, Lim.sup.1.
8.39 - 8.44	(4)	<u>Lergyttja</u> , mörkt grågrön, Glödningsförlust: 9 - 11%. Comp: Ld^02 , (Ag+As)2. Lim.sup.0.
8.44 - 8.53	(3)	<u>Siltig lergyttja</u> , grågrön, undre delen svagt siltig. Glödningsförlust: ca 6%. Comp: Ld^02 , (Ag+As)2. Lim.sup.1.
8.53 - 8.58	(2)	<u>Gyttjig lerig silt</u> , grå. Glödningsförlust: 3 - 5%. Comp: Ld^01 , Ag2, As1. Lim.sup.0.
8.58 - 8.75	(1)	<u>Silt</u> , grå, Glödningsförlust: <1%. Comp: Ag4, As+. Lim.sup.1.

Fjällsjön I, c. 285 m ab.s.l. (Hilldén 1975)



Fjällsjön II



Anal. M. Hjeltnäs 1977

Fig. 41. Pollendiagram från Fjällsjön.

8.3. Zoneringen av pollendiagrammen

Pollendiagrammen har indelats i "pollen assemblage" zoner, vilket innebär en biostratigrafisk indelning grundad på likhet i pollensammansättning (cf. Birks and Berglund 1979). Som kronostratigrafisk enhet används Kronozon (se Hedberg ed. 1971b: 6) med den indelning för Norden som föreslagits av Mangerud et al. (1974). Gränserna för kronozonerna definieras av dessa i konventionella ^{14}C -år. I det följande ges en kort karaktäristik av pollendiagrammens lokala zoner samt gränserna dem emellan. Zonerna beskrivs med början från sedimentens undre del.

Björksjödamm

Betula - Artemisia - Gramineae - Cyperaceae assemblage zon

Höga värden för Betula och NAP. Högt värde för Juniperus som dock faller i den övre delen. Högt med uppåt fallande värde för Artemisia. Relativt höga värden för Gramineae och Cyperaceae. Betula-maximat på nivå 8.44 bekräftat genom kompletterande analyser på nivåerna 8.43 och 8.45 (ej redovisade i diagrammet).

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där Juniperus hastigt stiger och Betula intagit ett lågt värde.

Juniperus - Gramineae - Cyperaceae - Rumex assemblage zon

Höga värden för NAP, Juniperus och Rumex. Relativt höga värden för Gramineae och Cyperaceae.

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där Juniperus och Rumex hastigt sjunker.

Pinus - Betula - Empetrum - Cyperaceae assemblage zon

Låga värden för NAP och Juniperus. Höga värden för Pinus. Höga

värden för Empetrum i den övre delen av zonen. Relativt höga värden för Cyperaceae.

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där NAP hastigt stiger, framför allt beroende på Artemisia, Juniperus och Rumex.

Artemisia - Gramineae - Cyperaceae - Juniperus assemblage zon

Höga värden för NAP, Juniperus, Artemisia och Rumex.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där Empetrum kraftigt stiger och värdena för Artemisia, Rumex m.fl. faller

Betula - Empetrum assemblage zon

Höga värden för Empetrum tillsammans med Gramineae och Cyperaceae, vars värden dock är fallande uppåt. Stigande värden för Betula och Juniperus.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där Empetrum sjunker och Betula stiger kraftigt.

Betula - Juniperus assemblage zon

Höga värden för Betula och Juniperus. Låga värden för NAP, Empetrum, Gramineae och Cyperaceae.

Fjällsjön I och II

Artemisia - Cyperaceae - Dryas zon

Höga värden för Artemisia, Cyperacea och Betula nana. Dryas och Saxifragaceae förekommer relativt rikligt. Denna zon urskiljd endast i Fjällsjön I, där den övergår successivt i följande zon.

Betula - Artemisia - Gramineae - Cyperaceae assemblage zon

Höga värden för Betula, Artemisia, Gramineae och Cyperaceae.

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där Betula sjunker och värdet för NAP stiger.

Artemisia - Gramineae - Dryas assemblage zon

Låga värden för Betula. Höga värden för NAP, Artemisia, Gramineae, Dryas och Rumex.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där NAP kraftigt sjunker, liksom Artemisia och Gramineae, medan Betula stiger.

Pinus - Betula - Empetrum - Gramineae assemblage zon

Låga värden för NAP. Höga värden för Empetrum. Pinus har något högre värden än i zonerna under och över. Låga värden för Artemisia, Rumex och Gramineae.

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där NAP stiger till sin högsta senglaciala nivå, särskilt ökar värdena för Artemisia och Rumex, medan värdena för Empetrum sjunker distinkt.

Artemisia - Gramineae - Cyperaceae - Juniperus assemblage zon

Låga värden för Betula och höga för NAP. Relativt höga värden för Juniperus. Värden för Artemisia är höga men i övre delen fallande, Chenopodiaceae förekommer på samma sätt fastän lägre värden. Höga värden för Gramineae och Cyperaceae. Filipendula förekommer i den övre delen.

Zongräns. Den övre zongränsen förläggs där Empetrum stiger och där Artemisia sjunker till värden under 1%.

Betula - Empetrum assemblage zon

Värdet för Betula stigande och värdet för NAP fallande.

Värdena för Juniperus stigande, för Empetrum höga. Värden för Gramineae är fallande. Denna zon är endast urskiljd i Fjällsjön I.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där Empetrum sjunker till värden under 1% och där Juniperus stiger.

Betula - Juniperus assemblage zon

Höga värden för Betula och för Juniperus. Värden för Gramineae, Cyperaceae, Empetrum och Rumex sjunker. Denna zon är endast urskiljd i Fjällsjön I.

Ljungsjön

Betula - Artemisia assemblage zon

Höga värden för Betula och Artemisia. Stigande värde för NAP. Dryas förekommer rikligt.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där Betula sjunker och NAP kraftigt stiger, bl.a. orsakad av kraftigt stigande värden för Gramineae.

Artemisia - Gramineae - Cyperaceae assemblage zon

Höga värden för NAP, särskilt Gramineae, Cyperaceae. Relativt höga värden för Artemisia och Rumex. Fallande värden för Betula, stigande för Pinus.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där värdena för NAP och Artemisia faller, medan Pinus, Empetrum och Juniperus stiger.

Pinus - Betula - Empetrum assemblage zon

Synnerligen höga värden för Pinus, höga värden för Empetrum. Maximum för Betula i zonens övre del. Låga värden för Artemisia.

Zongräns. Den övre gränsen förläggs där NAP stiger kraftigt, särskilt Salix, Rumex, Gramineae och Cyperaceae.

Artemisia - Gramineae - Cyperaceae - Juniperus assemblage zon

Värden för NAP höga, särskilt för Juniperus, Salix, Artemisia, Rumex, Gramineae och Cyperaceae.

8.4. ^{14}C -dateringar

Sammanlagt har 13 ^{14}C -dateringar utförts på sedimentprover från de tre sjöarna. Syftet har varit att datera karaktäristiska nivåer i pollendiagrammen, särskilt zongränserna.

Björksödamm

	djup under vattenytan m	^{14}C -ålder BP T $1/2=5568$	Lab.Nr.
Gyttjig lera. Mellersta delen av <u>Artemisia</u> -Gramineae- <u>Juniperus</u> - assemblage zon	8.08-8.12	10 830 $\pm$ 120	Lu-1397
Gyttjig lera. Vid zongränsen <u>Pinus</u> - <u>Betula</u> - <u>Empetrum</u> -Cyperaceae/ <u>Artemisia</u> -Gramineae-Cyperaceae- <u>Juniperus</u>	8.18-8.23	11 170 $\pm$ 90	Lu-1393
Gyttjig lera. Undre delen av <u>Pinus</u> - <u>Betula</u> - <u>Empetrum</u> -Cyperaceae assemblage zon	8.30-8.34	12 030 $\pm$ 125	Lu-1396
Gyttjig lera. <u>Juniperus</u> -Gramineae-Cyperaceae- <u>Rumex</u> -assemblage zon	8.36-8.40	12 290 $\pm$ 140	Lu-1395
Svagtt gyttjig silt/Gyttjig lera. <u>Betula</u> - <u>Artemisia</u> -Gramineae-Cyperaceae assemblage zon	8.42-8.48	12 550 $\pm$ 145	Lu-1394

Fjällsjön I

Lergyttja/lerig findetritus-
gyttja. Undre delen av Artemi-
sia-Gramineae-Cyperaceae-Juniperus assemblage zon 8.31-8.33 11 250+120 Lu-1364

Lergyttja. Artemisia-Gra-
mineae-Dryas-Rumex assemb-
lage zon 8.39-8.42 11 700+125 Lu-1363

Gyttjig, lerig silt. Betula-
Artemisia-Graminaeae-Cypera-
ceae assemblage zon 8.445-8.48 12 240+120 Lu-1192

Fjällsjön II

Lergyttja. Övre delen av
Pinus-Betula-Empetrum-
Gramineae assemblage zon 6.33-6.37 11 070+105 Lu-1199

Gyttjig lerig silt. Betula-
Artemisia-Gramineae-Cype-
raceae assemblage zon 6.46-6.50 12 550+125 Lu-1193

Ljungsjön

Lergyttja. Undre delen av
Artemisia-Gramineae-Cypera-
cae-Juniperus assemblage
zon 8.33-8.37 11 160+125 Lu-1392

Lergyttja. Mellersta delen
av Pinus-Betula-Empetrum
assemblage zon 8.40-8.44 11 400+110 Lu-1198

Gyttjig lerig silt. Betula-
Artemisia assemblage zon 8.54-8.58 12 410+150 Lu-1191

8.5. Kronozoner

De åldrar som erhållits vid ^{14}C -dateringar är klart äldre än vad man skulle väntat sig med hänsyn taget till den på svenska västkusten etablerade deglaciationskronologin. Därför är det nödvändigt att noga överväga de felkällor som kan ha påverkat dateringarna. Den skenbara åldern för limniska sediment har tidigare diskuterats av Olsson (1974). De faktorer som kan påverka dateringarna i sydsvenska seneglaciala sediment har av Berglund (1976, 1979) sammanfattats enligt följande:

- 1) Hårdvatteneffekten, dvs påverkan av bikarbonat med ursprung från kambrosiluriska kalkstenar, som orsakar för höga åldrar. De undersökta sjöarna har utvalts för att undvika denna påverkan. De daterade sedimenten innehöll inte heller någon märkbar karbonathalt.
- 2) Fel ålder beroende på grafit eller gammalt kol, som kan härledas till områdets berggrund. Enligt tillgängliga uppgifter innehåller ej berggrunden i området dessa ämnen (se Samuelsson 1978a, Ahlin in manus, Gorbatshev 1971, Larsson 1974).
- 3) Lösta humusämnen från äldre avlagringar. Denna felkälla kan troligen uteslutas, då den seneglaciala jordmånen var rent minerogen.
- 4) Långsamt utbyte mellan atmosfären och vattnet i djupa sjöar kan resultera i skenbar ålder för sedimenten.
- 5) Grundvattnet kan ha en skenbar ålder. När det tillförs djupa sjöar kan det påverka sedimenten och ge dem en för hög ålder. De aktuella sjöarna är ej så djupa att de torde påverkas av denna eller ovan nämnda felkälla.
- 6) Smältvatten från glaciärer kan innehålla gammalt kol och ge sediment som avsatts omedelbart efter isavsmältningen en skenbar ålder. De daterade sedimenten har ej avsatts då inlandsisen stod i kontakt med sjöarna, men dödisavsmältning kan ha fortgått under längre tid.

Ett sätt att testa pålitligheten av ^{14}C -dateringarna är att jämföra dem med synkrona biostratigrafiska nivåer med allmänt accepterade ^{14}C -åldrar. En sådan nivå är övergången från subarktiska skogsförhållanden till rena tundraförhållanden i södra Sverige, motsvarande gränsen mellan Alleröd och Yngre

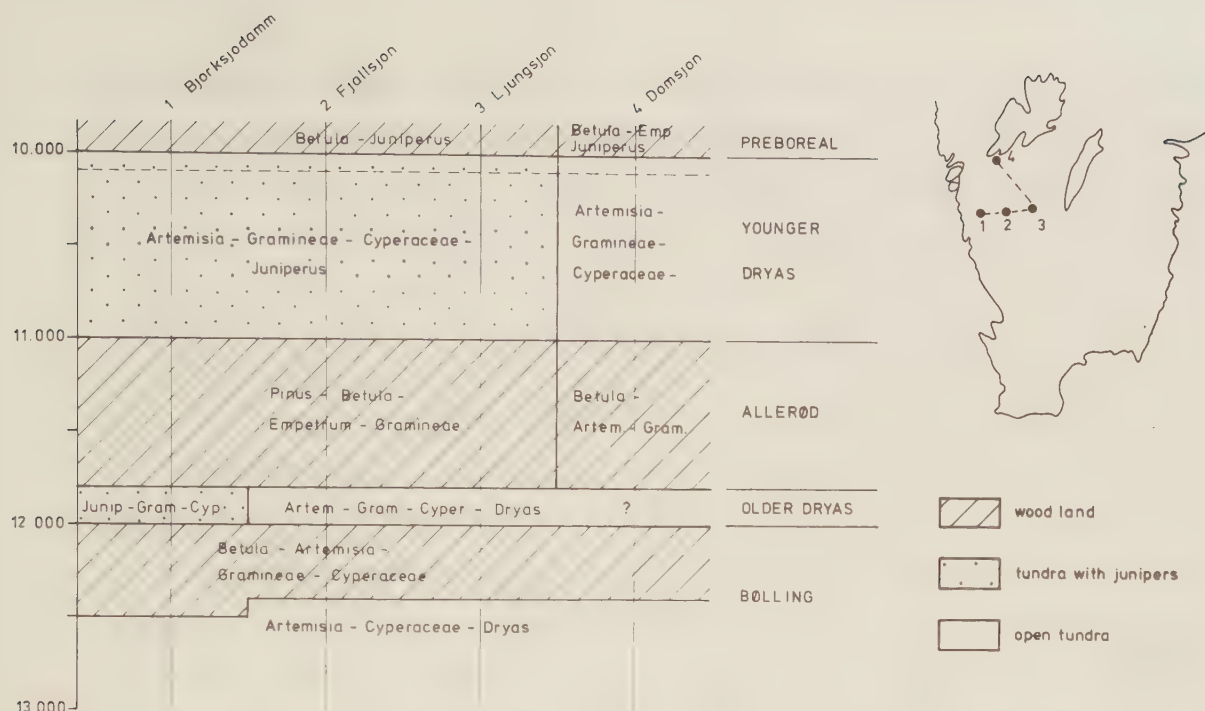


Fig. 43. Biostratigrafiskt korrelationsdiagram baserat på diagrammen i fig. 40-42 samt ett diagram från Domsjön, Hunneberg (Digerfeldt in. prep.).

Dryas Kronozoner. Denna gräns har för nordvästra Europa visat sig ligga mycket nära 11 000 BP. Om den motsvarande biostratigrafiska nivån får för hög ^{14}C -ålder kan också dateringarna av de äldre nivåerna antas ge för höga åldrar. Vidare kan undre gränsen för denna skogszon, motsvarande gränsen mellan Äldre Dryas och Alleröd Kronozoner, dateras till 11 800 BP. Vid Björksjödamm har gränsen Alleröd/Yngre Dryas daterats till 11 170 $\pm$ 90 BP och den undre delen av Alleröd Kronozon till 12 030 $\pm$ 125 BP. Detta antyder att de erhållna värdena kan vara 200 år för höga. Vid Fjällsjön I har gränsen Alleröd/Yngre Dryas daterats till 11 250 $\pm$ 120 BP och vid Fjällsjön II har samma gräns daterats till 11 070 $\pm$ 105 BP. Hela Äldre Dryas Kronozon har daterats till 11 700 $\pm$ 125. Tillsammans antyder detta en mindre avvikelse från de förväntade åldrarna. Vid Ljungsjön har den undre delen av Yngre Dryas Kronozon daterats till 11 160 $\pm$ 125 BP, vilket också antyder att dateringarna kan vara ca 200 år för gamla.

8.6. Vegetationsutvecklingen

Berglund (1976) har med hjälp av diagrammen från Björksjödamm, Fjällsjön och Ljungsjön, samt Digerfeldts diagram från Domsjön, Hunneberg (Digerfeldt in prep.) konstruerat ett tidsgeografiskt diagram (se fig.43) enligt modell av Cushing (1967, fig. 6). De olika lokala pollen assemblage zonerna har generaliserats något och förutsätts här vara representativa för de olika regionerna. Detta måste dock verifieras genom ytterligare undersökningar. Berglund (1976) tolkar detta diagram på följande sätt: En subarktisk björkskogsvegetation, troligen med trädformig björk (Betula pubescens coll), existerande inom hela området i slutet av Bölling Kronozon. Troligen spred sig björkskogen snabbare i kustområdet än i inlandet. En återgång från denna vegetationstyp till rena tundraförhållanden antyds i diagrammen från södra delen av området. Detta korta skede motsvarar Äldre Dryas Kronozon. Därefter utvecklades åter en subarktisk skogsvegetation, nu med björk och tall. Tallen tycks ha varit särskild utbredd i de mera höglänta hällmarksområdena sydväst om Ulricehamn, vilket kan vara ett regionalt växtgeografiskt drag. Empetrum var ett viktigt inslag i vegetationen under hela den period som motsvarar Alleröd Kronozon. Därpå följde en tundrafas motsvarande Yngre Dryas Kronozon.

9. Dateringen av Berghemsmoränen

Göteborgsmoränen hade enligt tidigare gjorda antagande bildats under Äldre Dryastid, vilket innebär första delen av Gotiglacialen. Gillberg (1952) gör en omtolkning av deglaciationskronologin och förlägger sålunda Göteborgsmoränen till Äldsta Dryas. Gillberg tar åter upp denna omdatering 1956b (s. 441): "Mest avgörande för denna fråga är upptäckandet av det stora Berghemsmoränstråket.... Visserligen kan denna stagnation ha varit en tillfällig, ehuru jämförelsevis markerad episod under Allerötid.... Men som Berghemsmoränen är utbildad, synes knappast en kortvarig klimatförsämring ha varit tillräcklig för dess uppbyggnad". Enligt Gillberg (1956b s.440) skulle på grundval av ¹⁴C-dateringar gränsen Äldre Dryas/Alleröd ligga minst 10 000 f.Kr. Gillberg (1956b s.442) skriver vidare: "Finns nu några direkta bevis för denna omdatering? Svaret kan med någon tvekan bli jakande, även om full bevisföring ännu icke torde föreligga. På övervägande malakologiska grunder har Asklund (1936) hänfört vissa medelhöga strandytor i Halland till Gotiglacial tid och sammankopplar dem med Alleröd å ena sidan, äldre Zirphaeanivåer i Danmark å den andra. Iversen (1942) har sedan icke blott accepterat utan även som det synes invändningsfritt visat, att dessa äro samtidiga. Insätts Asklunds båda gotiglaciala strandlinjer i von Posts Hallandsdiagram, falla bägge på nivåer, som i Viskadalen nå norr om Berghemsmoränen. Är dateringen av dessa isobasytor riktig, och alltså Zirphaeatransgressionen inföll under Allerötid, måste Berghemsmoränen vara äldre. Någon annan möjlighet än att hänföra den till äldre Dryas-tid, synes knappast föreligga".

De danska Zirphaealagren är numera daterade till Bölling Kronozon (12 200-12 800 BP) (Krog och Tauber 1974). Gillbergs bevisföring leder med den ändrade dateringen till att Berghemsmoränen tidsmässigt sammanfaller med den äldre delen av Bölling Kronozon, eventuellt bildad under en kallare fas av Bölling. Jag är dock skeptisk mot att grunda dateringen enbart på dessa korrelationer.

Mörner (1969) delar i det aktuella undersökningsområdet upp Berghemsmoränen i två linjer, Moslättilinjen och Berghemslinjen.

Moslätt-Berghemslinjen dateras av Mörner till Äldre Dryas, 9950-9800 BC (11 900-11 750 BP). Mörner (1969 s. 171) sätter molluskfaunans succession vid Agnesberg i Göta älvdalen i samband med utvecklingen vid tiden för Berghemsmoränens bildande. Han finner sålunda bevis för en kallare period inom en tidrymd av 150 år åtskilda av en varmare period på 75 år. Då Mörner anser att slutet på Äldre Dryas infaller 11 750 BP ger detta en ålder på Moslättlinjen på 11 900-11 875 BP och för Berghemslinjen 11 800-11 750 BP. Skalen från Agnesberg är emellertid inte daterade. I Mörners (1969) senglaciala strandlinjediagram föreligger för Moslättlinjens strandlinje endast en datering, Höghults mosse. Därifrån redovisar Mörner (1969 s. 137) resultatet från ett(1) pollenpreparat samt två ¹⁴C-dateringar varav det ena skall datera gränsen mellan pollenzonerna I och II. Mörner skriver: "According to the shorelinediagram (Pl. 4) Höghults mosse falls immediately below the shore line of the Moslätt line, i.e. it would have been isolated in Older Dryas".

För Berghemslinjens strandlinje redovisar Mörner (1969 s. 139) 4 lokaler med isoleringsnivåer: (Bp 1409 Bergsjön, Bp 1531 Basjön, Bp 1410 Barnasjön samt Bp 1747 Klinehögsjärret). Av dessa utesluter Mörner själv de tre första därför att isoleringen ej går att datera. Från Klinehögsjärret redovisar Mörner ett pollendiagram av von Post samt en ¹⁴C-datering. Provtagningen för ¹⁴C-analys (Bp 715) gjordes i efterhand på en plats som Mörner, utgående från von Posts dagböcker, anser vara samma som Bp 1747. Isoleringsnivån dateras till 11 770 ± 215 BP. Detta är dock enda dateringen av Berghemslinjens strandlinje. Mörner skriver: "Consequently, this bog was isolated in the latest part of Older Dryas, which fits extraordinarily well with my chronology and shore line diagram".

Jag anser att Moslättlinjens och Berghemslinjens strandlinjer inte tillfredsställande blivit daterade av Mörner. Enligt Mörners framställning är strandlinjernas dateringar och gradienter kända, och resultaten från lokalerna utgör endast bekräftelse på detta. Det är emellertid inte helt rättvist att angripa dateringen av en enstaka strandlinje i ett diagram som Mörners (1969 Pl. 4) då dragningen och dateringen av en linje kan vara beroende av de närmast yngre och äldre linjerna. Man slås dock av det faktum att de lokaler som borde vara

ankarpunkter för strandlinjerna i diagrammet endast "passar utomordentligt väl in i diagrammet"!

Berglund (1976, 1979) framlägger ett förslag till revision av deglaciationskronologin för södra Sverige. Hans slutsatser grundar sig till en del på de resultat som erhållits vid mina studier öster om Göteborg. Enligt den reviderade uppfattningen (Berglund 1979) dateras Göteborgsmoränen till 12 600-12 800 BP. Berghemsmoränen dateras till ca 12 400 BP och Trollhätttemoränen till ca 12 200 BP. Levenemoränen är enligt detta förslag bildad under Äldre Dryas och dateras till 11 800-12 000 BP (fig. 44).

Det har i kap. 8.5. påpekats att de erhållna ^{14}C -värdena från Björksjödamm och Ljungsjön kan vara ca 200 år för höga. Detta skulle för Björksjödamm innebära att den tidigare organiska sedimentationen dateras till ca 12 350 BP. Björksjödamm ligger inom eller alldeles i västra kanten av den stagnationszon som Berghemsmoränen utgör. Det är osäkert huruvida den istunga som ryckte fram över Ryahedens delta i Mölndalsåns dalgång också överfor lokalen Björksjödamm. Den organiska sedimentationen torde i varje fall knappast ha startat förrän efter denna istungas upplösande. Om Berghemsmoränens ålder sätts till ca 12 400 BP och uppbyggnadstiden för Ryahedens delta tog ca 100 år innebär detta att området blev isfritt första gången ca 12 500 BP. Detta innebär att deglaciationen mellan Göteborgsmoränen och Berghemsmoränen i Hindåsområdet tog 100 år istället för 200 år som påstås av Berglund (1979). Detta ger en isrecession på ca 225 m/år.

För mollusksuccessionen vid Agnesberg (cf. Mörner 1969 s. 171) föreslår Sandegren (Sandegren och Johansson 1931) en möjlig korrelation mellan den undre Portlandiafaunan och Röseredsdeltat och mellan den övre Portlandiafaunan och Gråbodeltat (Moslättdeltat). Mörner (1969 s. 172) anser att detta är fel av följande orsaker: 1) Den undre Portlandiafaunan (Modiolaria laevigata, Mytilus edulis, Macoma calcarea och Balanus crenatus) kan knappast ha levt 1.5 km eller mindre från iskanten. 2) Avståndet mellan Rösered och Gråbo (Moslätt) är 17.5 km vilket skulle innebära en isrecession på 233 m/år. En sådan snabb recession står enligt Mörner inte i överensstämmelse med några geologiska observationer.

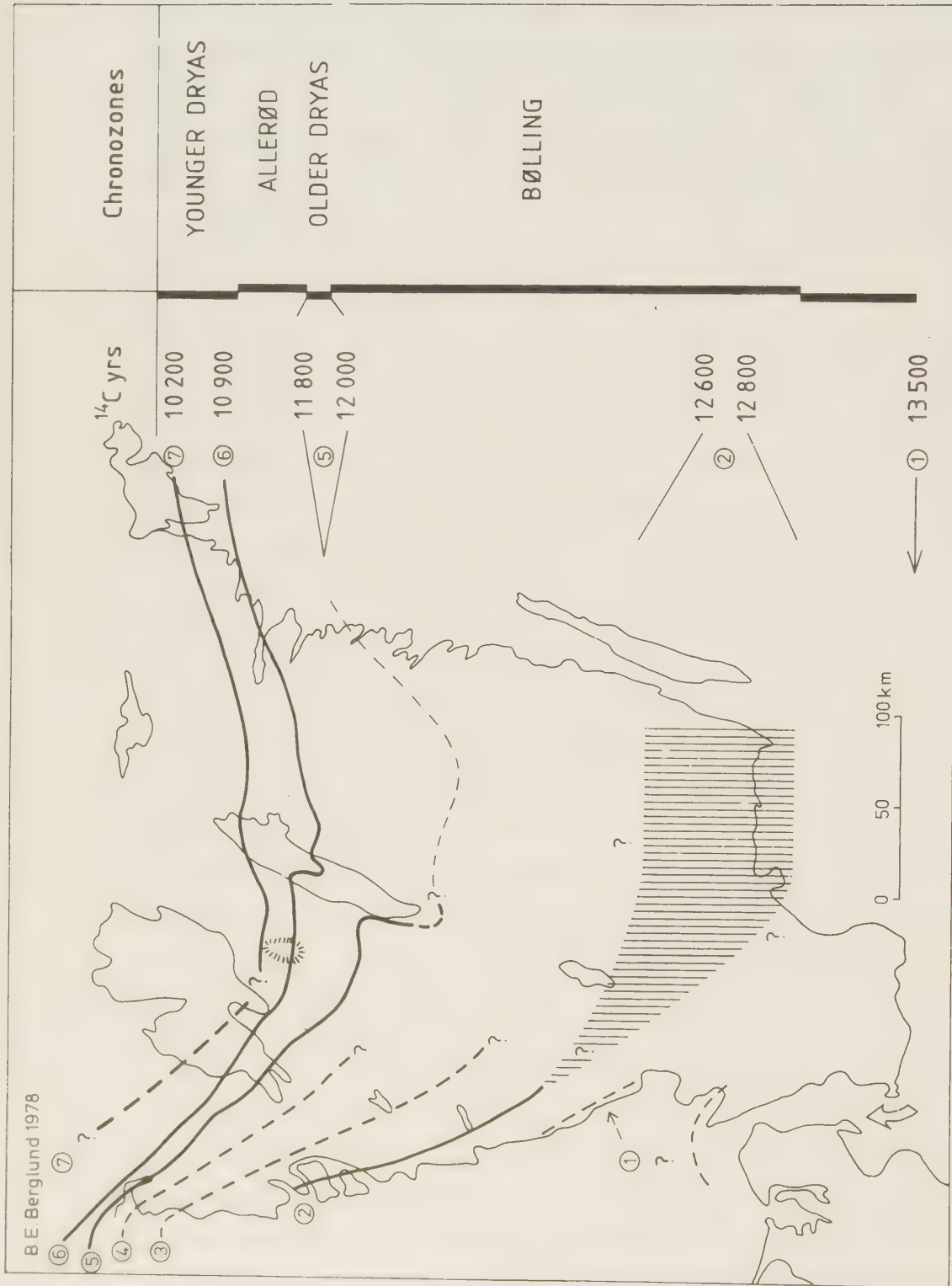


Fig. 44. Den reviderade deglaciationskronologin för Sydvästsverige, enligt Berglund (1979).

1. Hallands kustmorän
2. Göteborgsmoränen
3. Berghemsmoränen
4. Trollhätttemoränen
5. Levenemoränen
- 6, 7. Skövde och Billingen-
moränen

En isrecession på 225 m/år verkar trolig för Mölndalsåns dalgång under samma skede. Lärjeåns dalgång är betydligt bredare och dess botten ligger lägre än Mölndalsåns dalgångs botten. Man kan alltså förvänta sig att kalvningen i Lärjeåns dalgång varit intensivare och därmed deglaciationen gått snabbare än i Mölndalsåns dalgång. En recession på 233 m/år förefaller mig alltså trolig för Lärjeåns dalgång mellan Rösered och Gråbo. Om nu den undre Portlandiafaunan trots allt kunnat leva 1.5 km från iskanten passar mollusksuccessionen vid Agnesberg in i den reviderade deglaciationskronologin. Det bör dock än en gång påpekas att det inte föreligger några dateringar av dessa skal. Ovanstående resonemang ger i varje fall ett alternativ till Mörners tolkning.

Berghemsmoränens ålder sätts alltså till ca 12 400, vilket innebär att jag ansluter mig till Berglunds (1979) förslag till revision av deglaciationskronologin för södra Sverige, med de reservationer som Berglund gör för att antalet dateringar ännu är litet.

10. Deglaciationsförloppet

10.1. Mölndalsåns dalgång

De största glacifluviala ackumulationerna i Mölndalsåns dalgång, Bråta-, Snåkereds- och Härrydadeltana, ligger vid dalförträngningar eller bergtrösklar. "Vid terränghindren inträffade stationära israndlägen eftersom här en viss balans mellan kalvningen och istillströmningen kom att råda" (Hillefors 1969 s. 267). Deglaciationen av Mölndalsåns dalgång försiggick alltså genom stegvis reträtt av isfronten, och ackumulationerna av isälvsmaterial har alltså snarare topografiska än klimatiska orsaker.

Räffelbilden visar att isrörelsen i slutskedet av deglaciationen konvergerade mot dalgången. Isrörelsen bör alltså ha varit snabbare där än uppe på höjdområdena. På grund av isens kalvning har dock eventuella tendenser till bildning av islober motverkats. Snarare förelåg kalvningsbukter. Ändmoräner i riktning nordväst-sydost på Å-Ryafältet stöder också detta antagande. Isälvsmyningarna har, i varje fall upp till Härryda, haft sitt läge intill den norra dalkanten. Alla större ackumulationer av isälvsmaterial mellan Mölndal och Härryda ligger nämligen på den norra dalsidan. Öster om Härrydadeltat tycks dock isälvsmyningen haft sitt läge intill den södra dalsidan. Ungefär samtidigt med avsättningen av de grova isälvs-sedimenten vid Lillhult på den södra dalsidan avsattes ändmoränerna på Å-Ryafältet.

Iskanten retirerade därefter upp över högsta kustlinjen öster om Ryaheden. Under denna reträtt avsattes en åskulle ungefär i dalgångens mitt. Efter detta började uppbyggnaden av Ryahedens delta. Åskullen kom helt att täckas av de finkorniga sedimenten som bildar deltats bottenbädd samt därefter av mellanbäddens sandiga moiga lager. Denna sedimentation fortsatte under de ca 100 år, som det tog att bygga upp Ryahedens delta. Därefter trängde isen åter fram i dalgången, möjligtvis som en "surge". Den kallare period, som medförde att isens reträtt bromsades upp och Berghemsmoränen bildades, orsakade också en skärpning av isytans lutning vid fronten. Små framstötter eller kanske bara någon tids stillestånd av isfronten över höjdområdena mellan dalgångarna kom i den smala Mölndalsåns dalgång att motsvaras av en större, plötslig

framstöt av isen. Isframstöten i Mölndalsåns dalgång började från ett läge någonstans öster om Rya och ändade först i trakten av Lillhult, någon kilometer öster om Härryda. Framför och vid sidan av istungan avsattes sandiga moiga sediment vid Härryda gård och Å-Ryafältet. På den södra dalsidan avsattes morän på det grova isälvsmaterialet vid Lillhult och Bugärde. När tillförseln av is upphörde blev istungan liggande kvar som en dödis i dalgången. Av smältvattnet splittrades denna upp i block. Mellan dödisblocken avsattes vid Aleslätten kullar av sandigt grusigt material. På den norra dalsidan sökte sig smältvattenströmmar väg mellan isblocken och bredde ut sig över deltaplanet. Där bildades strömrännor solfjädersformigt ut från öppningarna mellan blocken. Dödisblocken omvandlades så småningom till dödishålor, men innan dess hade smältvattenströmmen intagit ett mera sydligt läge. I annat fall hade dödishålen genast fyllts med sediment. Ytterligare ett par dödishålor finner man på en terrass i sluttningen ned mot Mölndalsån, söder om Rya hållplats. Även denna terrass som ligger ett par meter under deltaplanet, måste ha utbildats innan dödisblocken smält av. Den fortsatta erosionen medförde att Mölndalsån utmed hela sträckan mellan Ryaheden och Hindåskar skar sig ned genom de grova dalsedimenten.

Frostpolygonnäten vid Härryda gård och på Ryahedens distala delar bildades någon gång efter det att istungan smält bort. Möjligtvis anlades de under Äldre Dryas.

10.2. Storåns dalgång

Förhållandena vid lokal 21 vid Backa visar att isen efter en tidsrymd av minst 60-70 år åter ryckte fram till denna plats. Hur långt isen dragit sig tillbaka före framstöten låter sig dock inte sägas. Den islob som uppstod vid framryckningen var inte så markerad som den i Mölndalsåns dalgång men annars är förhållandena jämförbara. Värredsdeltats läge vid en förträngning öster om Rävlanda torde ha både topografiska och klimatiska orsaker.

10.3. Sävåns dalgång

Hillefors (1969 s. 215) har i Skallsjödeltat funnit två horisonter med glaciallera, med ca 50 årsvarv inlagrade i sanden. Bollar av glaciallera hittades också i den överlagrande sanden. 50 år är alltså ett minimimått på den tid under vilken den glaciala leran avsattes. Min tolkning är att leran representerar ett lugnvattenskede då isfronten drog sig något tillbaka. Hur långt går inte att säga men reträtten bör ha varat i mer än 50 år. Den överlagrande sanden samt ändmoränen som spärrar dalgången i deltats proximaldel representerar en aktivering av isfronten och en mindre framstöt. Den norra dalbotten ligger ca 50 m lägre än ändmoränens bas vid den södra, och jag tänker mig att aktiveringen av isfronten resulterade i en större isframstöt i den norra dalarmen. Den morän som överlagrar isälvsmaterial söder om Stenkullens station (lokal 20) kan ha avsatts vid denna isframstöt. Deglaciationsförloppet i Sävåns dalgång överensstämmer enligt min mening med det i Mölndalsåns dalgång.

10.4. Lärjeåns dalgång

Stratigrafin vid Bergsgården, ca 3 km VSV om Gråbodeltats proximaldel, har refererats i kap. 7.4. (Magnusson 1978 s. 84). Som hypotes förmodar Magnusson att avsättningen av moränlera där har skett i samband med en isframstöt som gett upphov till den yngsta delen av Gråbodeltat.

Om hypotesen är riktig har deglaciationsförloppet här varit likartat det i de ovan beskrivna dalgångarna (se kap. 10.1-3.).

10.5. Lensjöområdet

Det lilla Högsboholmsdeltat vid Uspens norra strand har bildats strax före Berghemsmoränen, i en issjö 107-110 m ö.h. När isen drog sig tillbaka öppnades passpunkter mot Sävåns dalgång och issjön tappades till havets nivå, ca 101 m ö.h. Då isfronten åter ryckte fram sedimenterade sand och mo upp till havets nivå

och därefter grovt stenigt grus som supraakvatiska plan. Vid framstöten gick isen fram över tidigare avsatta sediment vid Bölet. Vid detta tillfälle bildades ändmoränen mellan Lensjöfältet och Skallsjödeltat. Eftersom denna moränrygg korreleras med ändmoränen vid Skallsjödeltat har enligt min mening isens framryckning vid Lensjöfältet skett samtidigt med isframstöten mot Stenkullen i Säveåns dalgångs norra arm.

10.6. Sammanfattning

Isströmmen över höjdområdena konvergerade i ett sent skede av glaciationen ned mot de stora ost-västliga dalgångarna. Så småningom stagnerade isrörelsen och dödisar avsnördes i de nord-sydliga sänkorna på höjdplatåerna. Stagnationen över Berghemsmoränen medförde att isfronten aktiverades då dess gradient skärptes. När gradienten uppnått ett kritiskt värde reagerade isfronten med en framstöt. Detta skedde först i de områden där motståndet var minst, t.ex. dalgångarna. I Mölndalsåns dalgång sköt isen fram mer än 3 km över tidigare avsatta sediment. Istungorna i Lärjeåns och Säveåns dalgångar försvann troligen snabbt genom kalvning. I Mölndalsåns dalgångs inre del blev den liggande kvar som en dödis som så småningom smälte bort. Därefter fortsatte isens reträtt långsamt och med korta uppehåll.

Ett flertal ändmoräner förekommer ovan högsta kustlinjen (se fig. 45) men dessa har bara för kortare sträckor kunnat korreleras till något bestämt israndläge. Möjligtvis kan ändmoränen mellan Skallsjödeltat och Lensjöfältet korreleras med isframstötarna i dalgångarna. Isframstötarna i dalgångarna måste inte nödvändigtvis ha varit helt samtida, men tidskillnaden torde inte vara stor. Ändmoränerna vid Ö.Nedsjön ligger vid sjön ca 125 m ö.h. och på Nessaråsen 233 m ö.h. (se fig. 39). Området runt Nessaråsen hade enligt Gillberg (1956b karta 4 och 5) vid tiden för Göteborgsmoränens bildande redan länge stuckit upp ovanför isen som en nunatakk. Gradienten i Säveåns dalgång vid tiden för Berghemsmoränens bildande sätts av Gillberg så lågt som 0.15-0.20 m:100. Hans

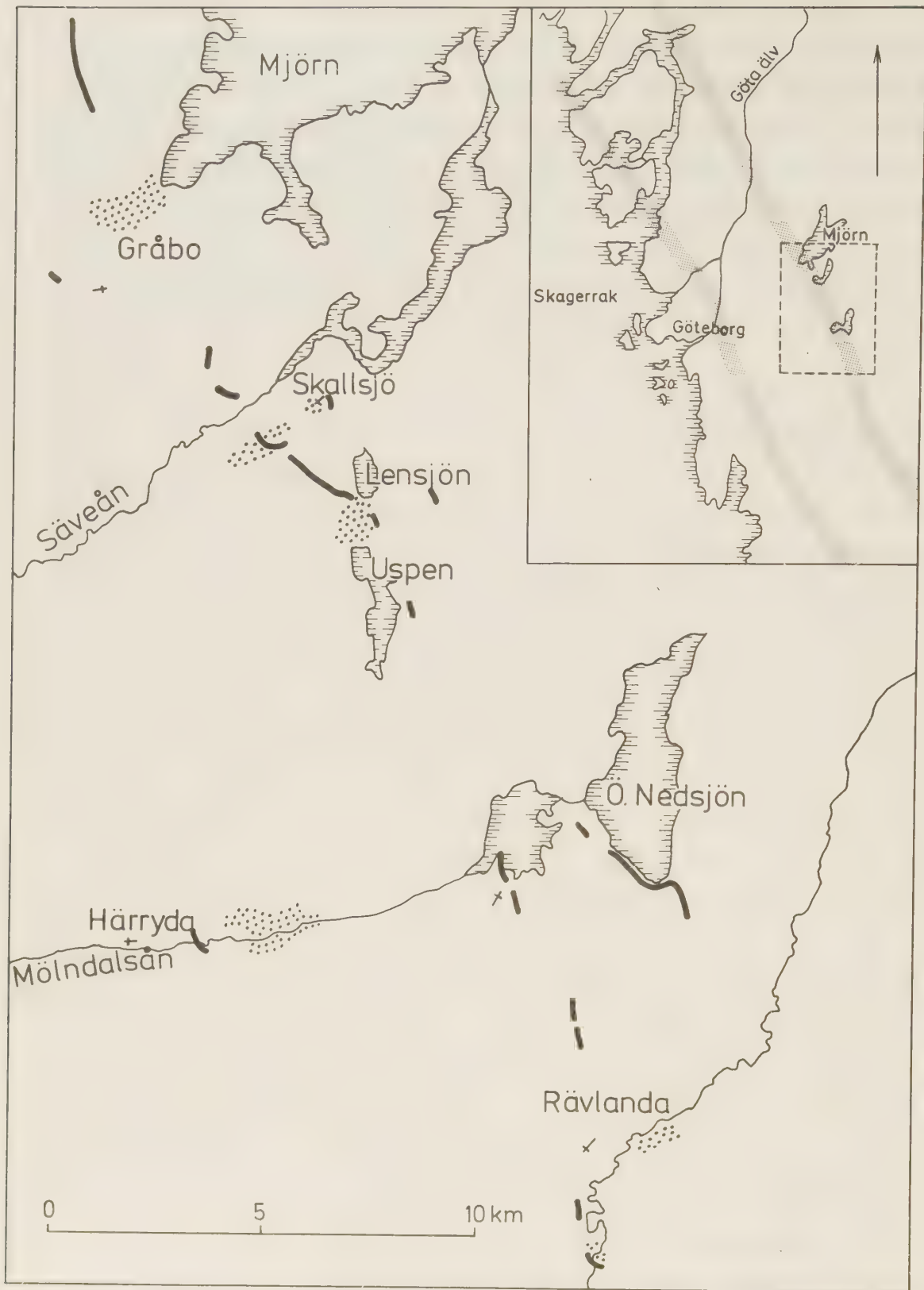


Fig. 45. Ändmoräner inom undersökningsområdet.

uppfattning baseras på ett komplicerat system av successiva issjönivåer. Inom det aktuella undersökningsområdet har jag funnit mycket få spår efter issjöar och endast i dalgångar som sluttar mot norr eller nordost. Några spår efter nuntakkissjöar har inte påträffats. Indikationer på sådana skulle bestå i t.ex. kalottberg, svallningszoner, strandhak, klapper. Förhållandena vid Ö.Nedsjön visar att isfronten gått längs sjöns västra strand, uppför Nessaråsens branta nordslutning och vidare mot söder på krönet av åsen. Detta innebär att Gillbergs bild av deglaciationen är felaktig och att isfronten i detta läge haft en betydligt kraftigare gradient än vad Gillberg föreslagit. Isen skulle med en låg gradient ha avlänkats genom Nolåns dalgång och eventuell is på höjdområdena mellan Ö.Nedsjön och Nolåns dalgång skulle dynamiskt ha varit mer eller mindre död.

Enligt Berglund (1979) var isrecessionen snabb även öster om Berghemsmoränen. Tiden mellan Berghems- och Trollhättemoränerna sätts av Berglund till 200 år vilket innebär en recession på 225 m/år. Mina dateringar från Fjällsjön och Ljungsjön ger inget mått på recessionen men kanske ändå antyder att recessionen varit snabb. Min uppfattning är att isytans lutning vid fronten åter flackades ut efter Berghemsmoränens bildande och att isavsmältningen fortsättningsvis till stor del skedde genom dödisavsnörningar.

REFERENSER

- Ahlin, S. i manuskript: Beskrivning till berggrundskartan Borås SV - Sver.Geol.Unders. Af.
- Asklund, B. 1936: Den marina skalbärande faunan och de sen-glaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglacial avsmältningszonen i Halland. - Sver. Geol. Unders. C 393. 103 pp.
- Berglund, B.E. 1966: Late-Quaternary Vegetation in Eastern Blekinge, South-Eastern Sweden. I. Late Glacial Time - Opera Botanica, 12:1. Almqvist & Wiksell. Lund. 180 pp.
- Berglund, B.E. 1976: The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radio-carbon chronology. - Dept. Quat. Geol. Univ. Lund, Report 10. In cooperation with L.Bjelm, S.Björck, G.Digerfeldt, S.Håkansson, A.Hilldén, G.Knutsson, E.Lagerlund and B. Ringberg. 67 pp.
- Berglund, B.E. 1979: The deglaciation of southern Sweden 13 500-10 000 B.P. - Boreas 8, 89-118.
- Bergström, R. 1963: Högsta kustlinjen i norra Gästrikland och södra Hälsingland. - Sver. Geol. Unders. C 591. 26 pp.
- Birks, H.J.B. & Berglund, B.E. 1979: Holocene pollen stratigraphy of southern Sweden. A reappraisal using numerical methods. - Boreas 8:3 (in press).
- Bjelm, L. 1976: Deglaciationen av Småländska höglandet, speciellt med avseende på deglaciationsdynamik, ismaktighet och tidsställning. - Univ. Lund, Dept. Quat. Geol. Thesis 2. 78 pp.
- Björck, S., Persson, T. & Kristersson, I. 1978: Comparison of two concentration methods for pollen in minerogenic sediments. - Geol. Fören. Stockh. Förh. 100, 107-111.
- Björnsjö, N. 1949: Israndstudier i södra Bohuslän. - Sver. Geol. Unders. C 504. 321 pp.
- Caldenius, C. 1942: Gotiglaciala israndsstadier och jökelbäddar i Halland. - Geol. Fören. Stockh. Förh. 64, 163-183.
- Cushing, E.J. 1967: Late-Wisconsin Pollen Stratigraphy and the Glacial Sequence in Minnesota. - 1 Cushing, E.J. & Wright, H.E. Jr(ed): Quaternary Paleoecology 433 pp.

- Digerfeldt, G. 1975: A standard profile for Littorina transgressions in western Skåne, South Sweden. - *Boreas* 4, 125-142.
- Digerfeldt, G. (in prep.): The highest shore-line on Hunneberg, southern Sweden.
- Ekström, N. 1955: Några naturgeografiska iakttagelser från Hindåsområdet. - *Gothia* 7. Göteborg.
- Fredén, C. 1978: Jordartskartan Kungsbacka NO. - *Sver. Geol. Unders. Ae* 34.
- Gillberg, G. 1945: Issjöar och isavsmältning i Frisjödalen och närbelägna trakter i sydvästra Västergötland. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 67, 441-468.
- Gillberg, G. 1948: Den glaciala, premarina utvecklingen inom den senkvartära Viskafjordens sidodalar. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 70, 437-486.
- Gillberg, G. 1952: Marina gränsen i Västra Sverige. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 74, 71-103.
- Gillberg, G. 1955: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. I. Glacialerosion och moränackumulation. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 77, 481-524.
- Gillberg, G. 1956a: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. II sista avsmältningstidens ackumulationsformer. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 78, 357-458.
- Gillberg, G. 1956b: Den glacial utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. III Issjöar och isavsmältning. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 78, 357-458.
- Gillberg, G. 1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish Highlands. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 86, 433-484.
- Gillberg, G. 1976: Drumlins in southern Sweden. - *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps. N.S.* 6, 125-189. Uppsala.
- Gorbatshev, R. 1971: Aspects and problems of precambrian geology in western Sweden. - *Sver. Geol. Unders. C* 650. 63 pp.
- Hedberg, H.D. (ed) 1971: Preliminary Report on Chronostratigraphic Units. 39 pp. *Int. Subcom. Stratigraphic Class., Report 6, 24th Int. Geol. Congress, Montreal.*

- Hedberg, H.D. (ed) 1976: International Stratigraphic Guide 200 pp. John Wiley & Sons, New York, London, Sidney, Toronto.
- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges Glaciala Historia och Morfologi. Naturgeografiska studier. - Medd. Lunds. Univ. Geogr. Inst. Avh. 60, 319 pp. Göteborg.
- Hillefors, Å. 1979: Deglaciation models from the Swedish west coast. - Boreas 8 (in press).
- Hörnsten, Å. 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet, preliminärt meddelande. - Geol. Fören. Stockh. Förh. 86, 181-205.
- Iversen, J. 1942: En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. - Medd. Dan. Geol. Foren. 10, 130-151.
- Johansson, B. 1976: Jordartskartering och naturvårdsbedömning av Ödskölds Moar inom Bengtsfors och Färgelanda kommuner, Älvsborgs län. - Stencilerad rapport. 27 pp. Göteborg.
- Johansson, G. 1956: Glacial morfologiska studier i södra Sverige. Med särskild hänsyn till glaciala riktnings-element och periglaciala frostfenomen. - Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. 31, 407 pp.
- Knutsson, G. 1969: Stor-Göteborg. Grusförsörjning. - Sydsvenska Ingenjörbyrå. Göteborg.
- Krog, H. & Tauber, H. 1974: C14 Chronology of late- and post-glacial marine deposits in north Jutland. - Dan. Geol. Unders. Årb. 1973, 93-105.
- Larsson, W. 1974: I Morén, E. & Larsson, W.: Beskrivning till kartbladet Levene. - Sver. Geol. Unders. Aa 201. 12-24.
- Lundqvist, G. 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. - Sver. Geol. Unders. Ba 18, 148 pp.
- Magnusson, E. 1978: Beskrivning till jordartskartan Göteborg SO. - Sver. Geol. Unders. Ae 26. 154 pp.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 3, 109-128.
- Marcussen, I. 1977: Deglaciation landscapes formed during the wasting of the later Middle Weichselian ice sheet in Denmark. Dan. Geol. Unders. II Raekke. 110, 72 pp.

- Martinsson, A. 1968: Cambrian palaeontology of Fennoscandian basement fissures. - *Lethia* 1, 137-155.
- Munthe, H., Johansson, H.E. & Sandegren, R. 1923: Göteborgstraktens Natur. - Göteborgs Jubileumspublikationer. 123-278. Göteborg.
- Mörner, N.-A. 1969: The Late Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shore-level displacement, chronology, isostasy and eustasy. - *Sver. Geol. Unders. C* 640, 487 pp.
- Olsson, I.U. 1974: Some problems in connection with the evaluation of C^{14} dates. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 96, 311-320.
- Post, L.T. von 1938: Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. En preliminär orientering. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 60. 434-456.
- Post, L.T. von 1947: Hallands marina fornstränder. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 69, 293-320.
- Post, L.T. von 1955: The Ancient Sea Fiord of the Viskan Valley. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 77, 595-632.
- Påsse, T. 1976: Kontroll av Marina gränsen i Göteborgstrakten. - *Chalmers Tekn. Högsk. Göteborgs Univ. Geol. Inst. B32.* 56 pp.
- Rudberg, S. 1967: Det kala bergets utbredning i Fennoskandia - en problemdiskussion. - *Teknik och Natur. Studier tillägnade Gunnar Beskow.* 339-368. Göteborg.
- Rydström, S. 1964: Kvartärgeologiska studier i Varend, Kronobergs län. - *Univ. Lund, Dept. Quat. Geol. Opublicerad lic. avhandling.* Lund.
- Samuelsson, L. 1967: Breccia av paleozoiska bergarter 1.5 km väster om Bohus fästning, Kungälv. - *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 89, 448-459.
- Samuelsson, L. 1975: Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. - *Sver. Geol. Unders. C* 711, 43 pp.
- Samuelsson, L. 1978a: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. - *Sver. Geol. Unders. Af* 117.
- Samuelsson, L. 1978b: The Pre-Quaternary geology of the Göteborg region, south-western Sweden. - *Geol. Inst. Lund.* 1-8.

- Sandegren, R. 1931. I Sandegren, R. & Johansson, H.E.:
Beskrivning till kartbladet Göteborg. - Sver. Geol. Unders.
Aa 173. 141 pp.
- Sandegren, R. 1953. I Lundegårdh, P.H. & Sandegren, R.: Be-
skrivning till kartbladet Särö. - Sver. Geol. Unders.
Aa 195. 106 pp.
- Troels-Smith, J. 1955: Characterization of Unconsolidated
Sediments. - Dan. Geol. Unders. 4:3, 10, 38-73.
- Wedel, P. 1969: C¹⁴-datering av molluskskal från Fjärås bräcka.
- Geol. Fören. Stockh. Förh. 91, 287-290.
- Wedel, P. 1971: Kvartärgeologiska studier i norra Halland. -
Chalmers Tekn. Högsk. Göteborgs Univ. Geol. Inst. A:1,
85 pp.

The deglaciation in the vicinity of the Berghem Moraine east of Göteborg.

Summary

The investigated area is situated c. 25 km east of Gothenburg on the Swedish west coast. The area is characterized by large east-west orientated joint-valleys. The bed-rock of the area consists mainly of granites, gneisses and greenstones (Fig. 2). The highest shore line lies at c. 100 m a.s.l. Thus, immediately after the deglaciation the valleys were occupied with water and deep fjords were formed in the landscape (Fig. 3). For a long time two ice-marginal zones have been recognized on the Swedish West Coast - the Göteborg Moraine and the Berghem Moraine; the former is the most marked and lies closer to the coast (Fig. 44); the latter is mostly found in the valleys where it consists of glaciofluvial deposits. Minor end moraines are also found in areas above the highest shore line which are related to the Berghem Moraine. The ice-marginal zone of the Berghem Moraine is considered to lie in the vicinity of Hindås (c. 30 km east of Göteborg). This is approx. 20 m above the highest shoreline and about 5 km east of the highest shoreline level at the eastern end of the Mölndalsån valley.

The major aim of this study was to investigate the sediments of the Mölndalsån valley to find out whether the relatively colder climate of the period of the formation of the Berghem Moraine is reflected in the valley sediments. Investigations carried out in this valley made it desirable to follow the Berghem Moraine on the high ground between the valleys and to find out whether the same development as occurred in the Mölndalsån valley was to be found in adjacent valleys. In order to test older models of deglaciation for the Swedish West Coast and to date the Berghem Moraine, biostratigraphic investigations were carried out on late-glacial sediments from three lakes.

The sediments from boreholes and gravel-pits in the Mölndalsån valley have initially been divided into strata, which are described and delimited by their physical features. These strata have then been assigned to informal lithostratigraphic units, established on the basis of the features of the different strata found and defined according to Hedberg (1976).

Pollen analyses have been carried out on the sediments from the three investigated lakes. The pollen diagrams have been constructed according to the proposals made by Berglund (1966) and have been divided into pollen assemblage zones (Hedberg 1976). Chronozones are used as chronostratigraphic units with subdivisions for Norden as proposed by Mangerud et al. (1974). The boundaries for the chronozones are defined in conventional radiocarbon years B.P.

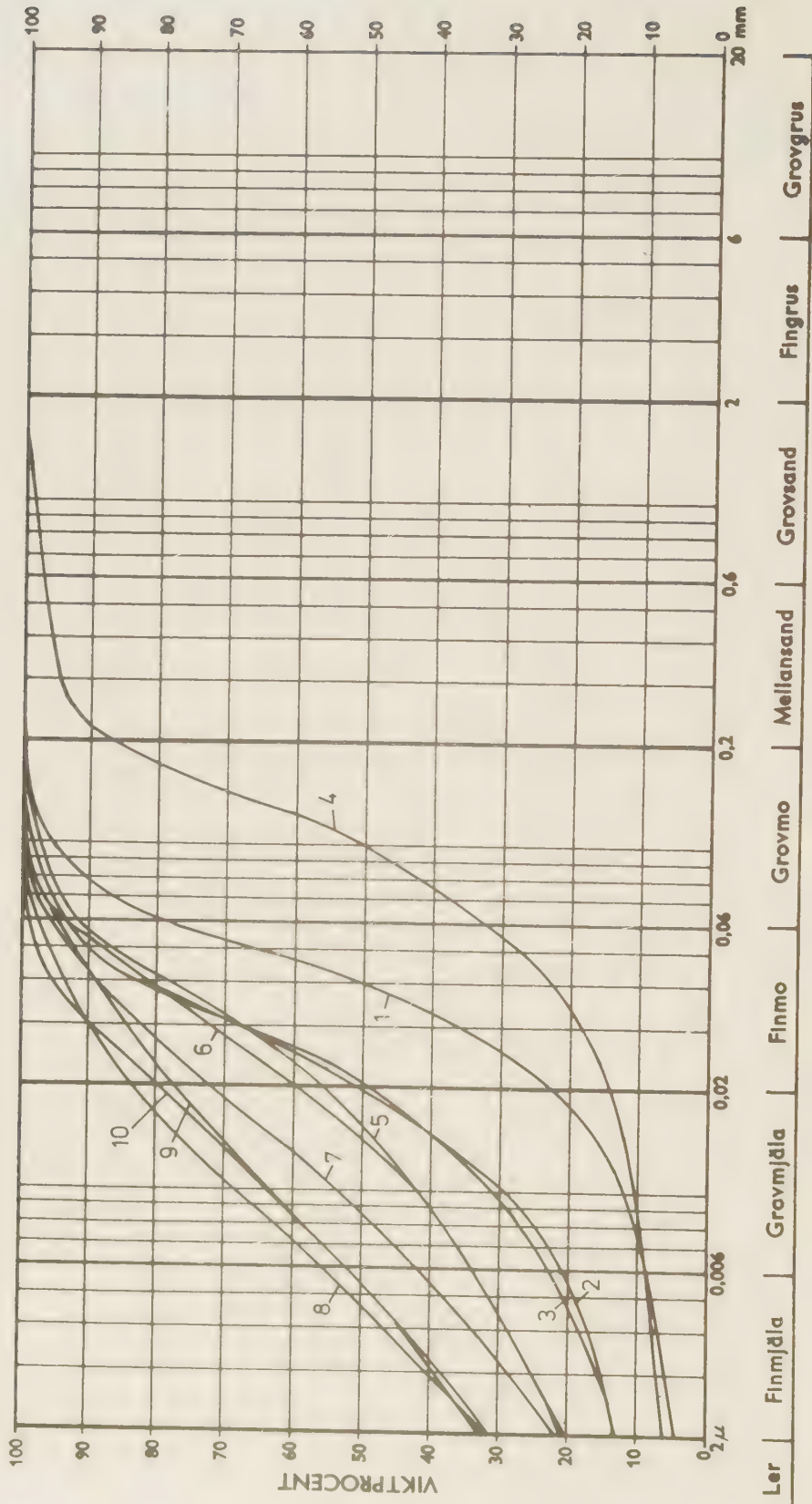
In the late stage of the glaciation the ice streams converged towards the east-west orientated valleys. Later on, the ice stagnated on the higher ground and dead-ice bodies were separated in depressions. In the valleys the ice was still active and retreated by calving. During the stagnation at the Berghem Moraine the gradient of the ice front became steeper. When the gradient reached a critical point the ice reacted by advancing. This occurred at first in areas with the lowest resistance, e.g. the valleys. In the Mölndalsån valley the ice advanced more than three kilometres. This happened after a stagnation period of approx. 100 years. The same development has also been recognized in adjacent valleys.

The biostratigraphic investigations show that the area became ice free during the Bölling Chronozone and the age of the Berghem Moraine is concluded to be approx. 12,400 B.P. on the basis of radiocarbon dates. After the stagnation at the Berghem Moraine the deglaciation continued in the same manner as before, i.e. calving in the valleys and downwasting on higher ground.

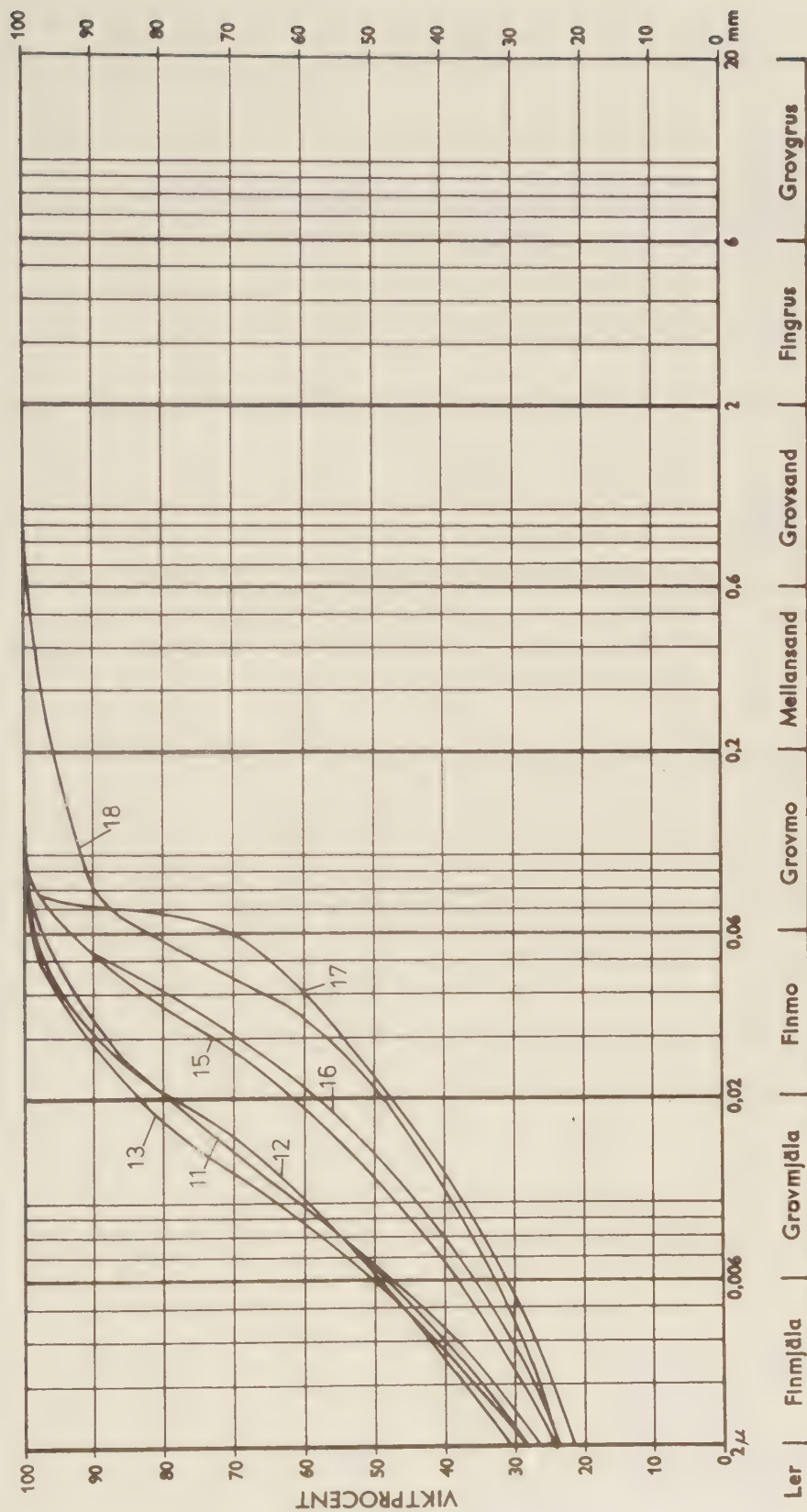
Kornstorleksanalys

Prov nr	Lokal	Stratigrafisk enhet
1 - 10	4, Bp1	4B
11 - 18	4, Bp3	4B
19	5, Bp4	5B
20 - 24	5, Bp6	5B
25	5	5D
26 - 27	5, Bp7	5B
28	6	6C
29 - 31	10, Bp8	10C

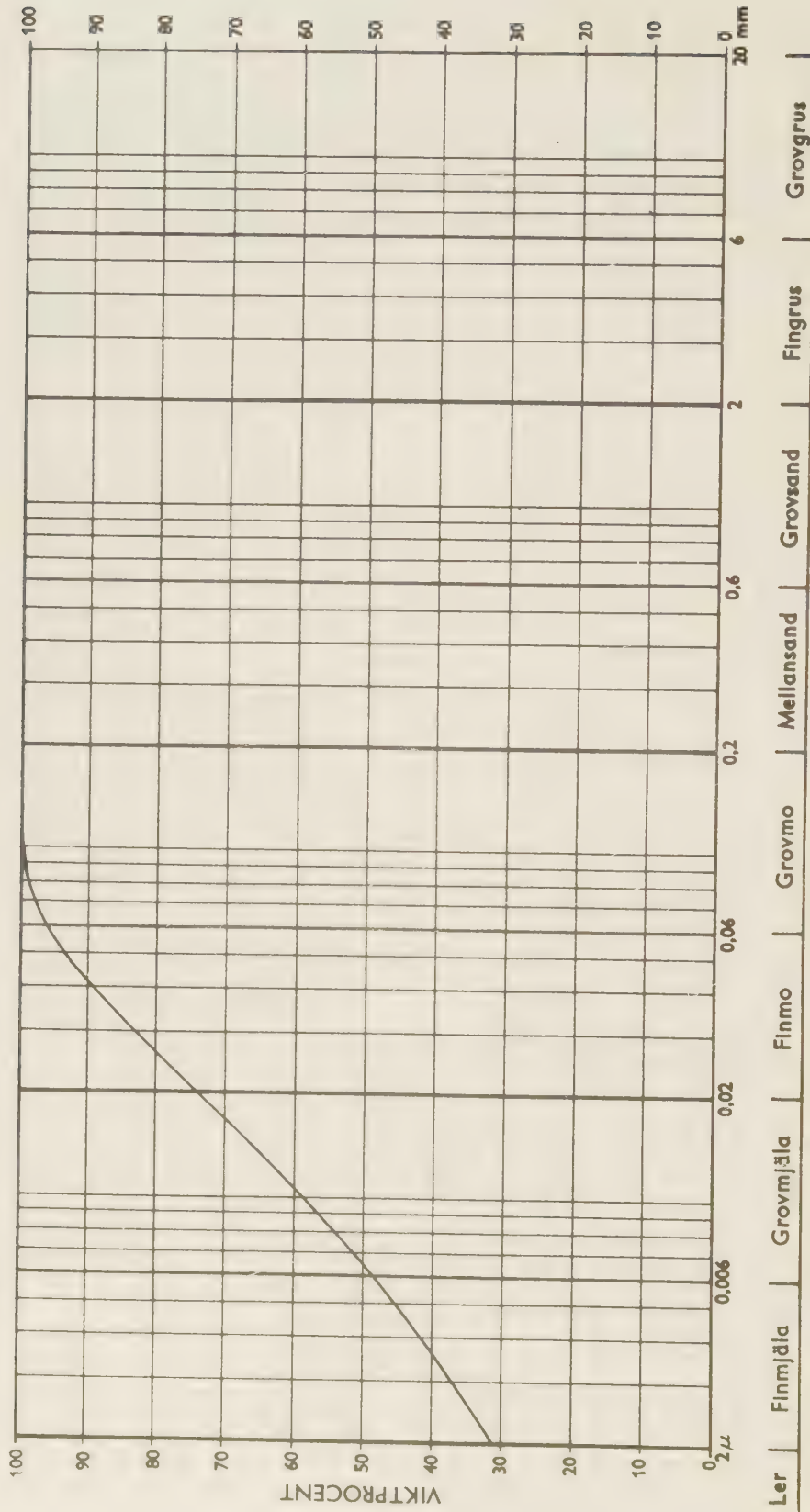
Prov nr 1 - 10



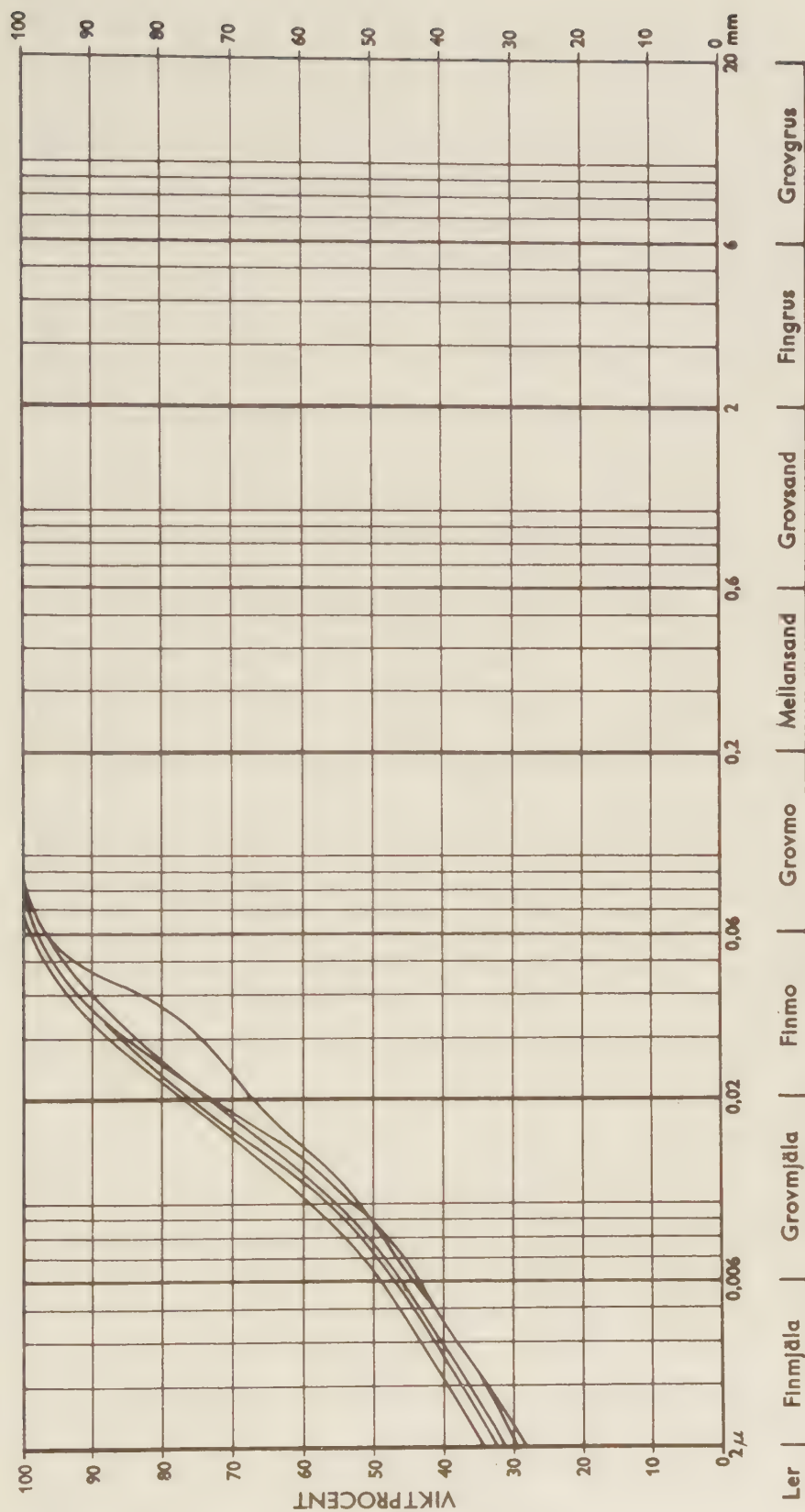
Prov nr 11 - 18



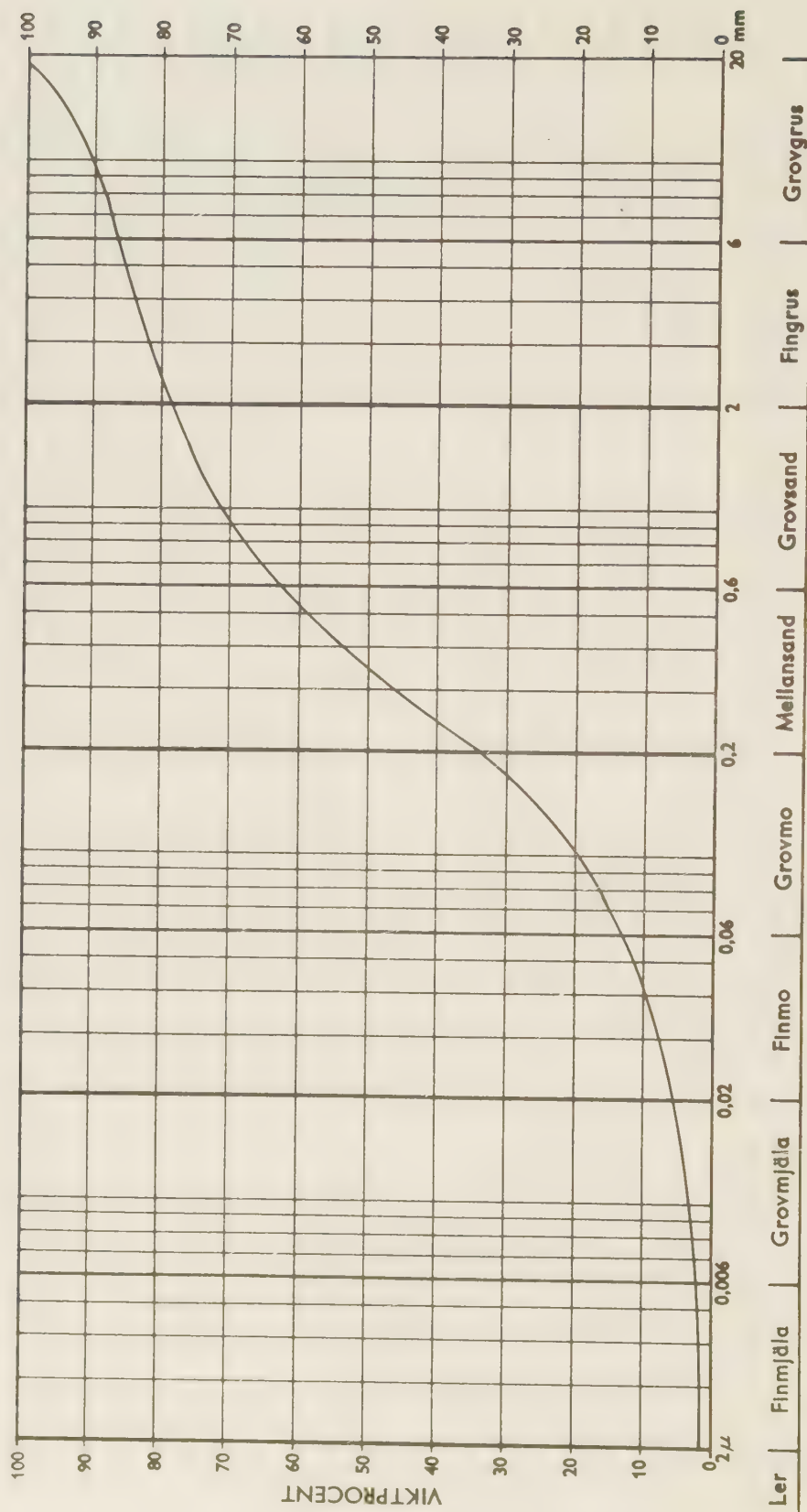
Prov nr 19



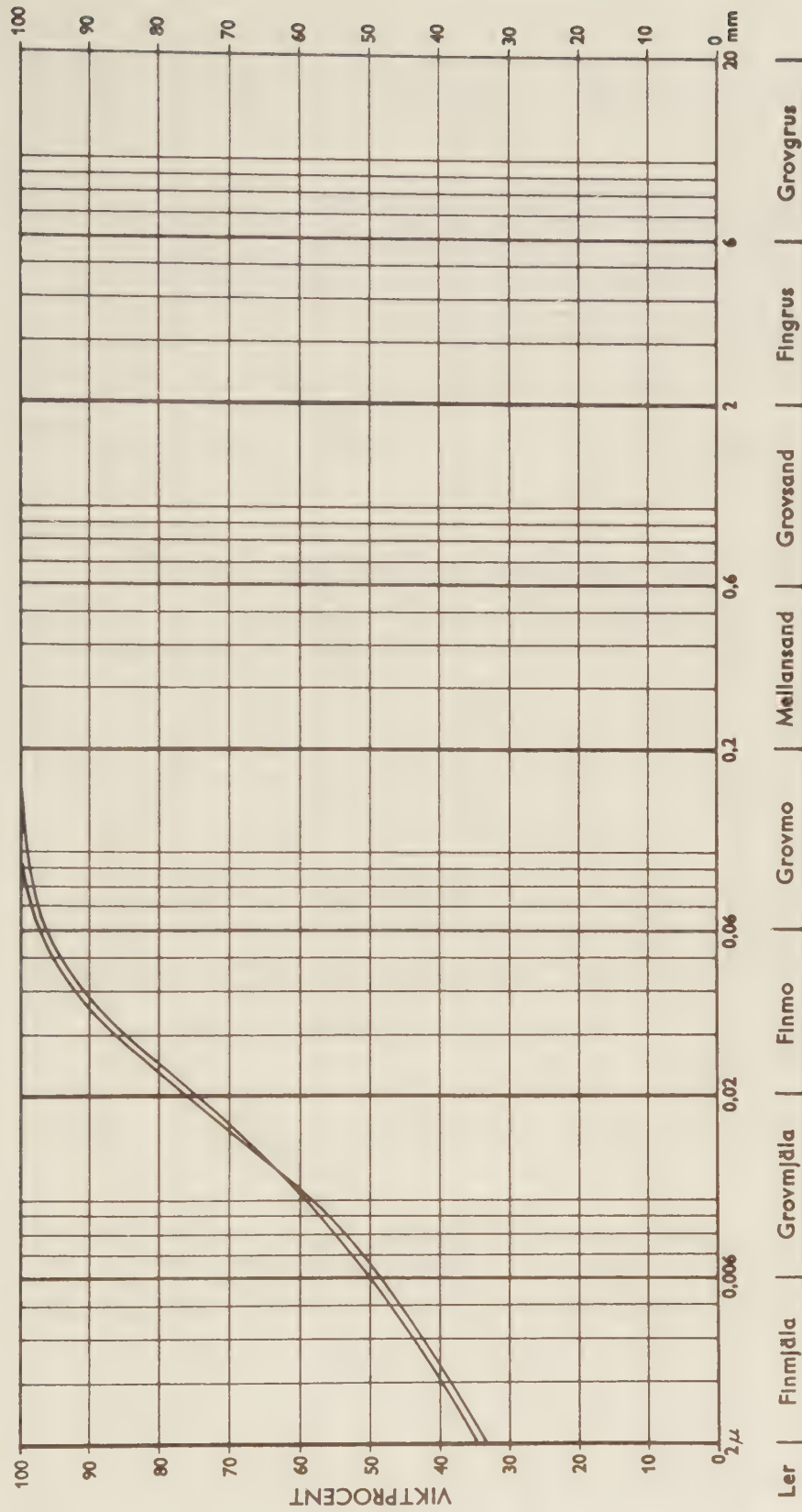
Prov nr 20 - 24



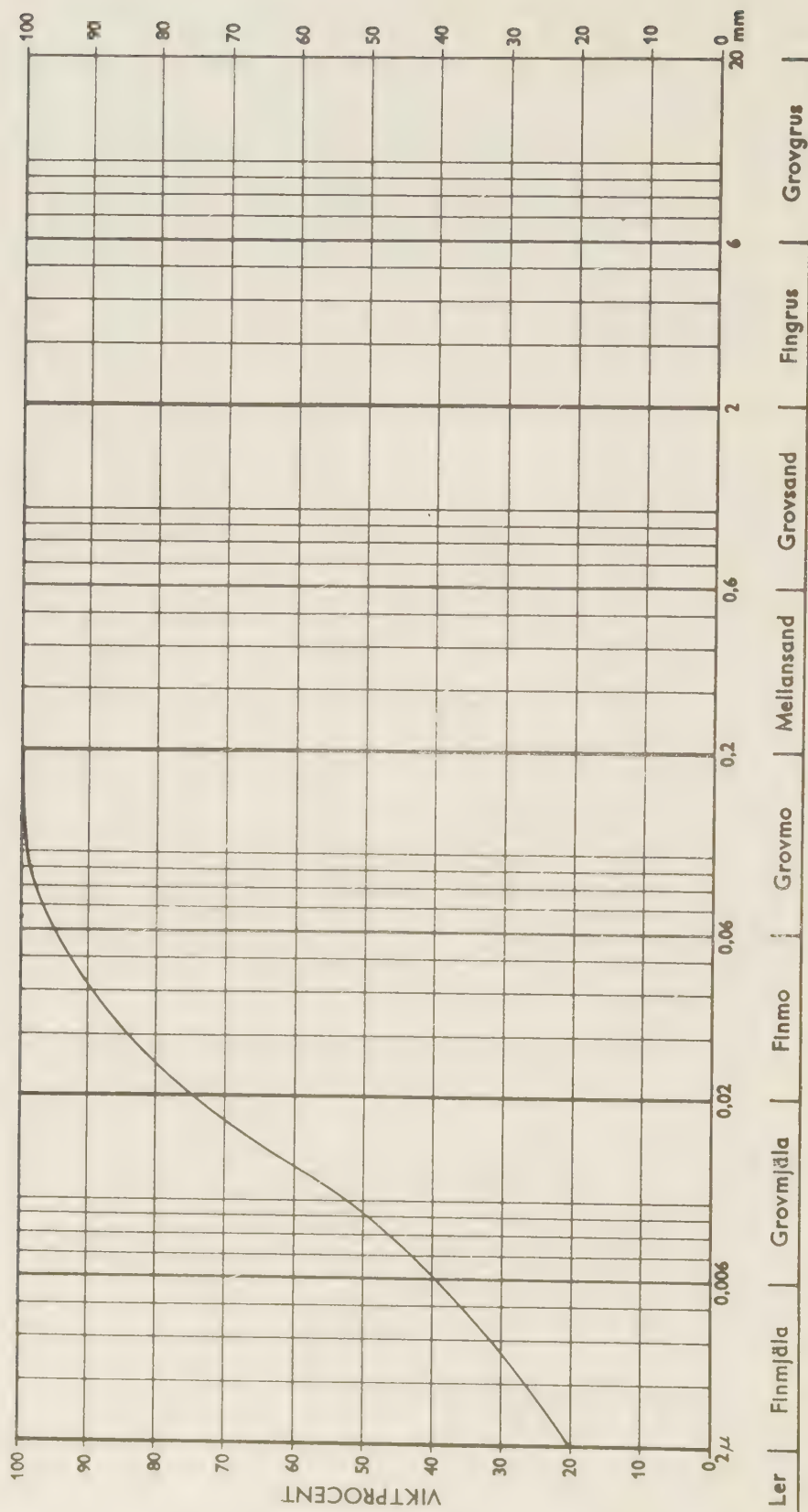
Prov nr 25



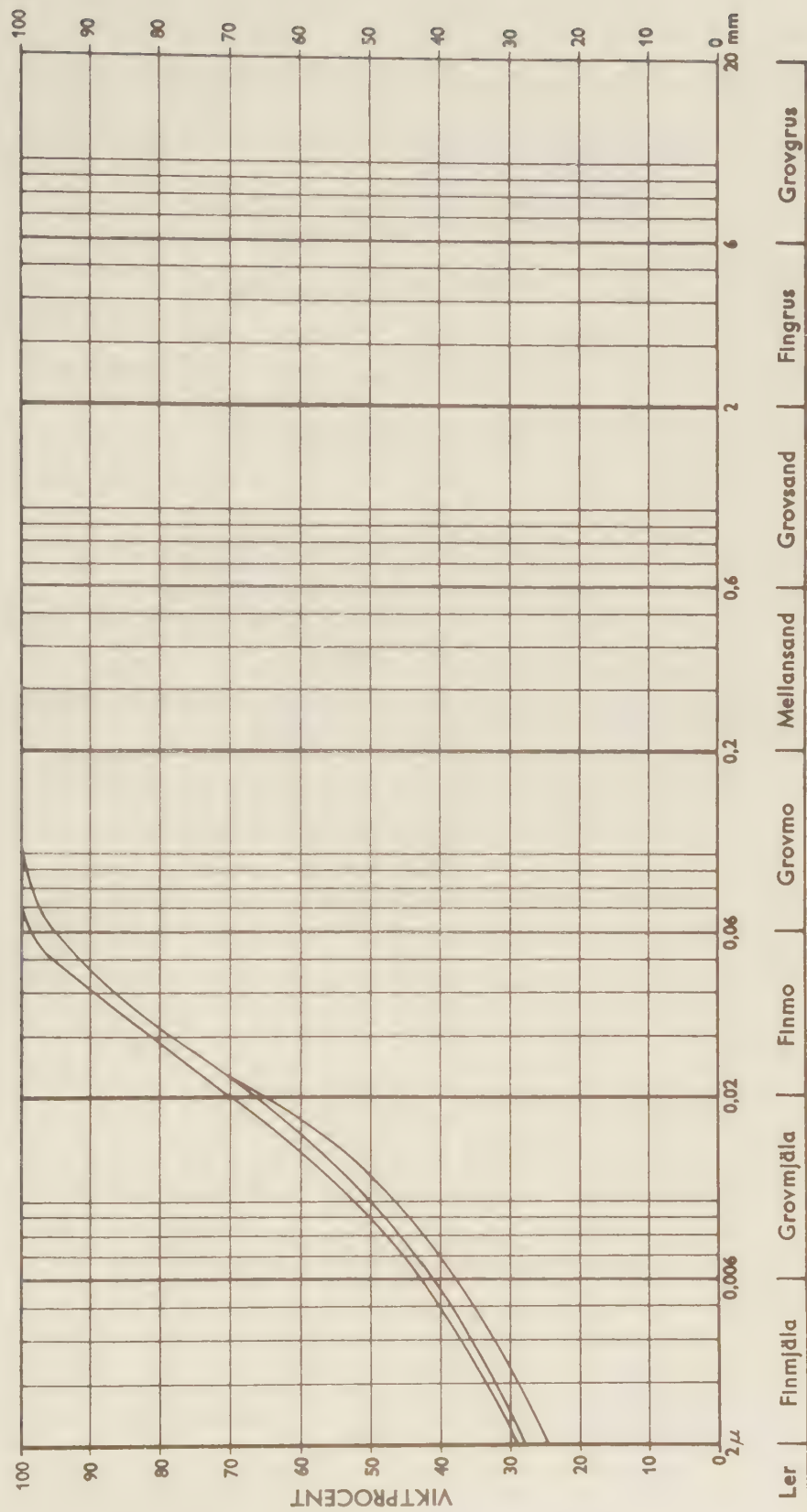
Prov nr 26 - 27



Prov nr 28



Prov nr 29 - 31



Teckenförklaring för profiler



Stenigt grus



Berggrundsytta



Grusig sand



Block - sten



Sand - mo



Iskilar



Grovlera

Undersökningspunkter



Morän

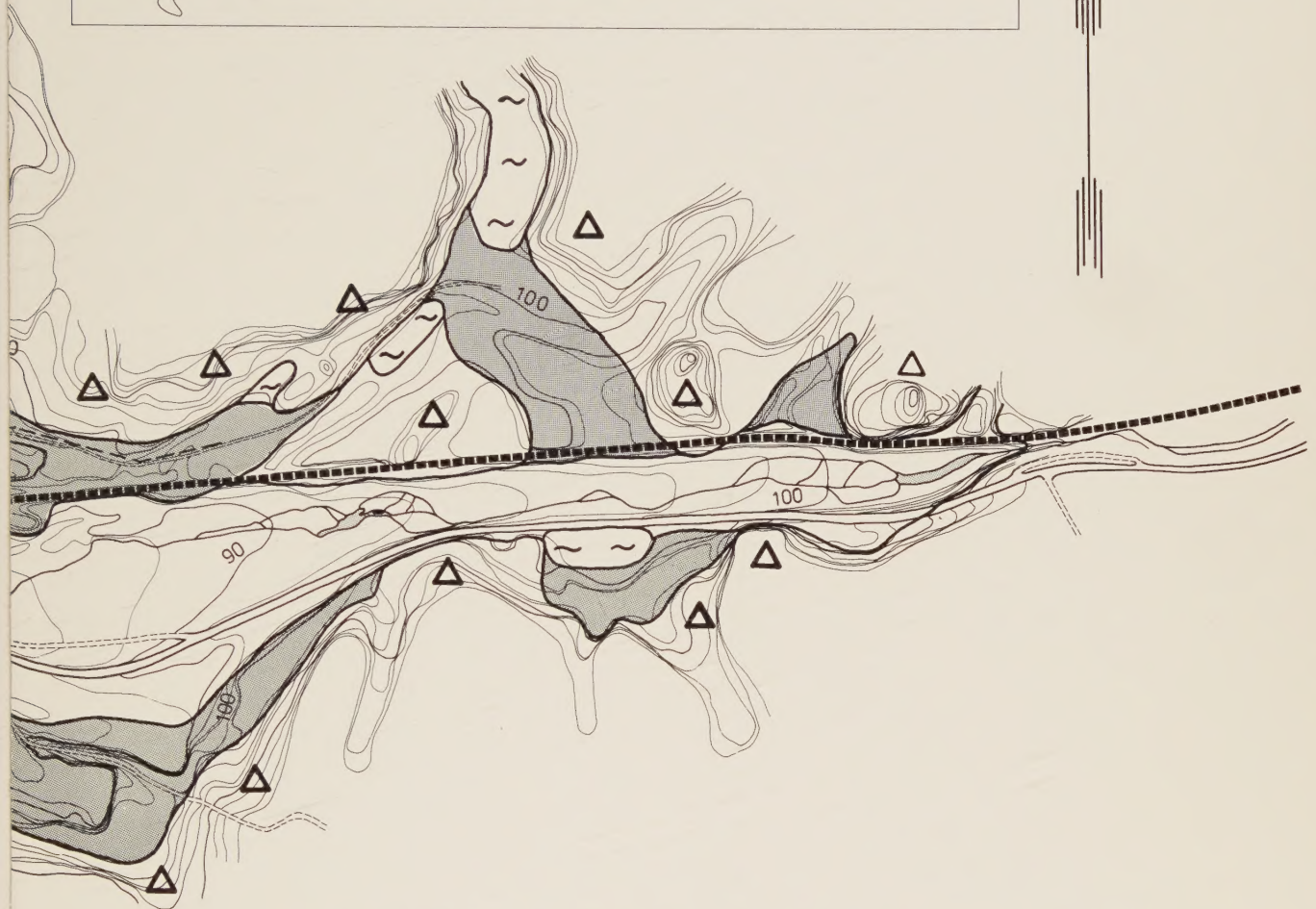
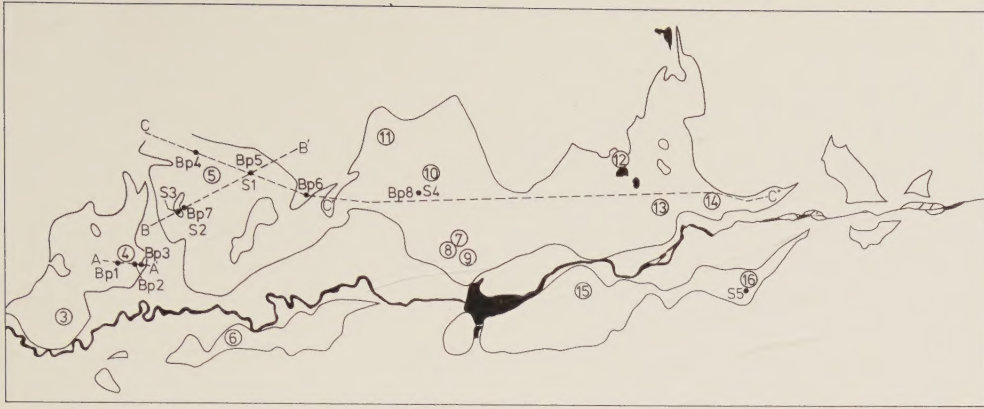
Bp1 Spadbörning och/eller skruvprovtagning



Grovt friktions-
material, ev morän

C1 Motorslagssondering med cobra

S1 Hammarseismik



- | | | | |
|---|----------------|---|-----------------------------|
|  | Isälvsmaterial |  | Strömränna, erosionsterrass |
|  | Svåmsediment |  | Block |
|  | Morän och berg |  | Iskilar |
|  | Torv |  | Avvägd profil |
|  | Lera | | |
|  | Vatten | | |

Ekv. 2m

0 500 1000m

